

शिक्षा तथा समाज-कल्याण मन्त्रालय, भारत सरकार की विश्वविद्यालय स्तरीय
ग्रन्थ योजना के अन्तर्गत राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी द्वारा प्रकाशित :

प्रथम संस्करण १९७३

This book has been published with a subsidy under the Indo-
American Text-book Programme operated by National Book
Trust, India. Subsidy Code No. 54-92/1974. १९७३ 15 ६०

© सर्वाधिकार प्रकाशक के अधीन

प्रकाशक :

राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी
ए 26/2, विद्यालय मार्ग, तिलक नगर,
जयपुर-४

मुद्रक :

मनोज प्रिन्टर्स

गोदीकी का रास्ता, किशनपोल बाजार,
जयपुर-३०२००३

प्रस्तावना

भारत की स्वतन्त्रता के बाद इसकी राष्ट्रभाषा को विश्वविद्यालय शिक्षा के माध्यम के रूप में प्रतिष्ठित करने का प्रश्न राष्ट्र के सम्मुख था। किन्तु हिन्दी में इस प्रयोजन के लिए अपेक्षित उपयुक्त पठ्यपुस्तकों उपलब्ध नहीं होने से यह माध्यम परिवर्तन नहीं किया जा सकता था। परिणामतः भारत सरकार ने इस न्यूनता के निवारण के लिए 'वैज्ञानिक तथा पारिभाषिक शब्दावली आयोग' की स्थापना की थी। इसी योजना के अन्तर्गत 1969 में पाँच हिन्दी भाषी प्रदेशों में ग्रन्थ अकादमियों की स्थापना की गयी।

राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी हिन्दी में विश्वविद्यालय स्तर के उत्कृष्ट ग्रन्थ-निर्माण में राजस्थान के प्रतिष्ठित विद्वानों तथा अध्यापकों का सहयोग प्राप्त कर रही है और मानविकी तथा विज्ञान के प्रायः सभी क्षेत्रों में उत्कृष्ट पाठ्य-ग्रन्थों का निर्माण करवा रही है। अकादमी चतुर्थ पंचवर्षीय योजना के अन्त तक तीन सौ से भी अधिक ग्रन्थ प्रकाशित कर सकेगी, ऐसी हम आशा करते हैं।

प्रस्तुत पुस्तक इसी क्रम में तैयार करवायी गयी है। हमें आशा है कि यह अपने विषय में उत्कृष्ट योगदान करेगी। इस पुस्तक की समीक्षा के लिए अकादमी डॉ० आर० एन० तिल्ला, एम० एम० मोदी कॉलेज, पटियाला के प्रति आभारी हैं।

चन्दनमल वैद
अध्यक्ष

गौ० शं० सत्येन्द्र
निदेशक



Foreword

Meteorology as a Science has made rapid strides in India during recent years. In earlier years it was often fashionable to consider this profession as a collection of soothsayers, or eccentrics, who spent a lifetime making wrong prophesies. A series of natural calamities, droughts, floods and tropical cyclones—have now changed this outlook. It is indeed encouraging to find evidence of a trend in the other direction, namely. an increasing awareness of the importance of earth sciences.

It is not often realised that a good part of the strain imposed on our economy could be averted, if proper steps were taken in advance against the adverse forces of nature. In this context, the economic value of a meteorological forecast is substantial. It has been estimated that the damage caused by a tropical storm hitting the Indian coastline could be as hundred crores of rupees. If we could save even a tenth of this figure by timely warnings, the cost-benefit ratio would more than justify the existence of a national meteorological service. There are many examples of this nature where meteorology can, and should, make important contributions to the national economy. The management of water resources is another example. How does rainfall affect the water level of a river? Can we predict the next day's rainfall in quantitative terms, so that the engineers know whether to open or not the flood gates? Questions of this nature are becoming increasingly important these days, and they all emphasize the need for a more determined and meaningful study of the earth sciences.

This book, which is in Hindi, introduces us to this fascinating subject and fulfils a long felt need. It covers a fairly extensive range of the subject, with more emphasis on the weather of India. As it is in Hindi, the Indian reader should experience little or no

difficulty in following it. The authors have undertaken a commendable task in preparing this introductory text. I wish this book success, and I hope it provides an useful introduction to a subject which has much scope for further development.

Sept. 1973

New Delhi,

Dr. P. K. Das,

M.Sc. (Lon) D Phil. DIC

Dy. Director General of Observatories

(Planning)

India Meteorological Department

प्राक्कथन

मौसम की घटनाएँ चनादि काल से ही पृथ्वी तथा उस पर रहने वाले जीव-धारियों को प्रभावित करती रही हैं। ये घटनाएँ वायुमण्डल में उपस्थित जलवाष्प तथा वायुराशियों की गति के कारण उत्पन्न होती हैं। मानव सभ्यता के आदि काल में लोग वर्षा, सूखा आदि को देवी घटनाएँ समझते थे और अनुकूल मौसम के लिये प्रार्थना तथा अनुष्ठानों में आस्था रखते थे। यह दशा एक शताब्दी पूर्व तक भी संसार के हर क्षेत्र में व्याप्त थी। किन्तु अब वायुमण्डल के बारे में अनेक वैज्ञानिक तथ्यों की खोज के पश्चात् मौसम के घटनाओं की यथार्थ व्याख्या बहुत कुछ स्पष्ट हो गयी है।

वायुमंडलीय घटनाएँ अनुप्रयुक्त विज्ञान और गणित के लिए संभवतः सबसे बड़ी चुनौती हैं। क्योंकि न तो ये घटनाएँ किसी प्रयोगशाला में उत्पन्न की जा सकती हैं और न ही इनकी तीव्र परिवर्तिताएँ (Variabilities) किसी गणितीय मॉडल द्वारा सूत्रबद्ध की जा सकती हैं। राडार, मौसम उपग्रह आदि अनेक सशक्त यंत्रों के अविर्भाव से पिछले कुछ वर्षों में वायुमण्डल की विशेष प्रयोगशाला में ही मौसम का अधिक यथार्थ अध्ययन संभव हो सका है।

मौसम विज्ञान अब एक व्यवस्थित विज्ञान के रूप में तेजी से अग्रसर हो रहा है। इसका स्वरूप पिछले चार-पाँच दशकों में अब तक कई शाखाओं में विकसित हुआ है। इन शाखाओं में गतिक (Dynamic) मौसम विज्ञान, भौतिक (Physical) मौसम विज्ञान, समकालीन (Synoptic) मौसम विज्ञान, राडार तथा उपग्रह मौसम विज्ञान, जलवायु विज्ञान (Climatology) आदि प्रमुख हैं। विपुल रेखीय क्षेत्र अधिक तथा ध्रुवीय क्षेत्र कम सौर उष्मा प्राप्त करते हैं। सन्तुलन स्थापित करने के लिए वायुराशियों द्वारा निम्न से उच्च अक्षांशों की ओर उष्मा का अभिवहन (Advection) होता है। अतः वायुमण्डल एक ताप इंजन की भाँति कार्य करता है। इस प्रकार स्वाभाविक रूप से उष्मागतिकी के नियम वायुमंडलीय विज्ञान में लागू हो जाते हैं, जिसके आधार पर भौतिक मौसम विज्ञान विकसित हुआ। सूर्य की उष्मा और पृथ्वी का घूर्णन मिलकर वायुप्रवाह जनित करते हैं। इस प्रवाह की विशेषताओं के अध्ययन के लिए गतिक मौसम विज्ञान का विकास हुआ।

राजस्थान हिन्दी ग्रन्थ अकादमी ने प्रस्तुत पुस्तक तैयार कराने में गहरी दिल-चस्पी दिखाई तथा सुविधायी उपलब्ध कीं, जिसके लिए लेखक विशेष रूप से आभार व्यक्त करना अपना कर्तव्य समझते हैं।

स्थान-स्थान पर मानचित्र एवं आंकड़ों के प्रस्तुतीकरण में भारत मौसम विज्ञान विभाग के प्रकाशनों का जो सहयोग मिला है, उसके लिए लेखक विभाग के ऋणी हैं।

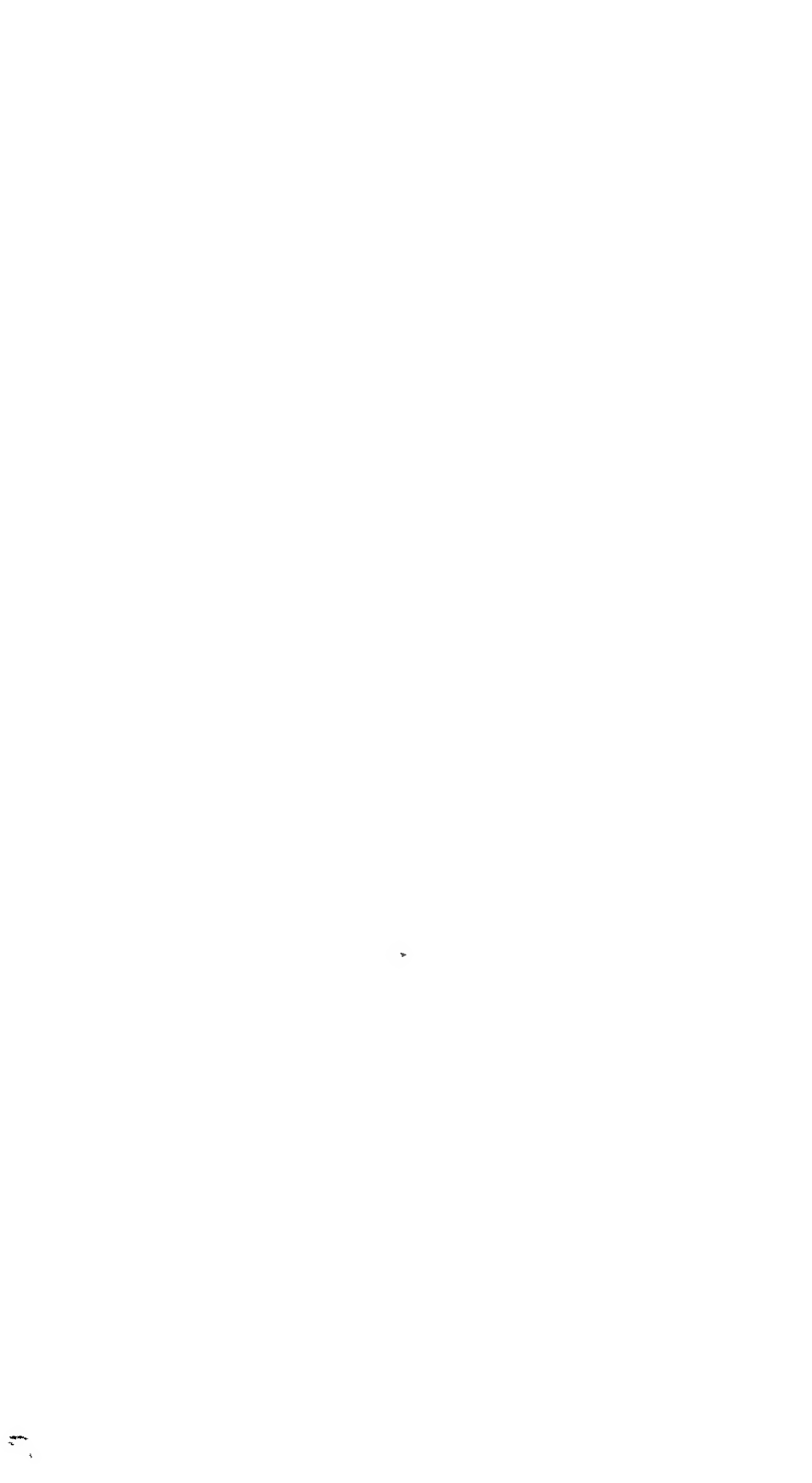
सितम्बर, 1973

मौसम केन्द्र, जयपुर

(राजस्थान)

रमेशचन्द्र बनर्जी

दयाशंकर उपाध्याय



विषय-सूची

अध्याय

पृ० सं०

१. पर्यावरण (The Environment) १
हमारा पर्यावरण, १. पृथ्वी के कुछ तथ्य, ३. वायुमण्डल के अवयव, ५. वायुमण्डल की संरचना, ६ वायु प्रदूषण, ११.
२. दाब और ऊँचाई (Pressure and Height) १४
वायुदाब, १४. वायुदाब और ऊँचाई, १८. दाब का चलन, २२. तुंगतामापी (आल्टीमीटर), २३. दाब प्रणालियाँ, २६.
३. वायुमण्डलीय उष्मा संतुलन और तापमान (Atmospheric Heat Balance and Temperature) ३०
विकिरण के नियम ३१. वायुमण्डल के शिखर पर सौर विकिरण ३२. पृथ्वी का उष्मा सन्तुलन ३५. सौर विकिरण का चलन ३६. तापमान ४१. वायुतापमान का माप ४२. दैनिक तापमान चलन, ४५. मौसम और हमारा शरीर, ४७.
४. आर्द्रता और वायुमण्डलीय स्थिरता (Humidity and Atmospheric Stability) ५३
आर्द्रता राशियाँ ५३. वाष्पीकरण ५६. नम- हवा के लिए गैस समीकरण ६१. नम हवा घनत्व ६३. रुद्धोष्म (एडिया बेटिक) प्रक्रम ६५. वायुमण्डल की स्थिरता और अस्थिरता ६८. वायुमण्डल की उष्मा गतिकी (थर्मोडाइनामिक्स) ७०. टीफाई ग्राम ७२.
५. मेघ और अवक्षेपण (Clouds and Precipitation) ८१
वायुमण्डलीय वाष्प का सघनन ८१. वक्रता और विलेय प्रभाव ८४. मेघों का वर्गीकरण ८८. अवक्षेपण प्रक्रम ९३. अवक्षेपण के प्रकार ९८. ऊर्ध्व विस्तार के मेघ ९९. कुहरा और कुहासा १०४. हिम अभिवृद्धि (आइस एक्कीशन), १०७. कृत्रिम वर्षा का सिद्धान्त, ११०.
६. वायुमण्डल की गति (Motion of the Atmosphere) ११४
वायुगति के कारक बल, ११४. भूव्यावर्ती हवा (जियोस्ट्राफिक हवा), ११६. प्रवणता हवा (ग्रेडिएंट हवा), १२३. हवाओं का ऊर्ध्वाधर चलन, १२७. भूमितल की कुछ स्थानीय हवाएँ, १३५. पर्वत तरंगे, १४१. आदर्श सामान्य वायु-प्रवाह, १४३. अभिसरण

और अपसरण, १४६. अमिलता (वार्डिसिटी), १४८. ऊर्ध्वाधर वायुगति, १४९. जेट धारायें, १५१.

७. मौसम प्रेक्षण और यंत्र (Weather Observations and Instruments)

१५५

वेधशालाओं का जाल, १५५. ममकालीन (सिनाप्टिक) मौसम प्रेक्षण, १५६. उल्काए (मिटियोर्स) और मौसम घटनाएं, १६२. धरातलीय मौसम वैज्ञानिक प्रेक्षण, १६६. स्वतः अभिलेखी यंत्र, १७३. उच्चतर वायु प्रेक्षण, १७६. रेडियो सोन्डे, १८१. राडार प्रेक्षण, १८३. मौसम उपग्रह, १८४. प्रेक्षण के संग्रह और वितरण की संचार व्यवस्था, १८७.

८. वायुराशियां और वाताग्र (Airmasses and Fronts)

१९१

वायुराशि, १९१. वायुराशियों का वर्गीकरण, १९६. एशिया को प्रभावित करने वाली वायुराशियाँ, २०१. भारत की वायुराशियाँ, २०७. वायुराशि का निर्धारण, २१२. वाताग्र (फ्रान्ट), २१३. वाताग्रों के प्रकार, २१९. वाताग्र विक्षोभ या एक्स्ट्राट्रोपिकल साइक्लोन, २२४.

९. उष्णकटिबंधी विक्षोभ, चक्रवाती तूफान और प्रतिचक्रवात (Tropical Disturbances, Revolving storms and Anti-cyclones)

२२९

पूर्वी तरंगे, २२९. उष्णकटिबंधी चक्रवाती तूफान, २३३. चक्रवातों का भौगोलिक आवृत्ति, २४१. मौसम उपग्रहों से चक्रवातों का विश्लेषण, २५०. टोरनेडो, २५२. प्रतिचक्रवात, २५५. कॉल, २५७.

१०. मौसम विश्लेषण और पूर्वानुमान के प्राथमिक सिद्धान्त (Rudiments of Weather Analysis and Forecasting)

२५८

विश्लेषण के लिए मौसम आकड़े, २५८. मौसम चार्टों के लिए मानचित्र, २६२. मौसम चार्ट का विश्लेषण, २६७. मौसम पूर्वानुमान, २७५. दाव प्रणालियों का वेग निर्धारण, १७७. पूर्वानुमानों के प्रकार, १८१. मध्यम अवधि पूर्वानुमान, २८२. सहायक मौसम प्रागुक्ति, २८५. पश्चिमी विक्षोभ एक स्थिति अध्ययन, २९१. काल वैशाखी या नारवेस्टर, २९७. शीत तरंग २९९. उत्तर मानसून का काल का चक्रवाती तूफान ३०६. मानसून अवदाव, ३०७.

११. जलवायु के तत्व (Classification of Climate)

३१२

मौसम और जलवायु के तत्व, ३१२. वायु तापमान, ३१७. महासागरीय ड्रिफ्ट और धाराएं, ३१९. वायुराशियाँ एवं

हवाएं, ३२३. स्थानीय प्रभाव, ३२६. ऊंचाई, ३२७, सूक्ष्म जलवायु विज्ञान, ३२६.

१२. जलवायु का वर्गीकरण (Classification of Climate) ३३२

मौसम और जलवायु, ३३२. जलवायु का ज्योतिषीय वर्गीकरण, ३३३. कोपेन का वर्गीकरण, ३३६. जलवायु समूहों का सीमांकन, ३३८. कोपेन वर्गीकरण के गुण और दोष, ३४८. थार्नथ्वेट (१९३१) का वर्गीकरण ३५०, थार्नथ्वेट (१९४८) का वर्गीकरण, ३५५, कोपेन के विभिन्न जलवायु प्रकारों के उदाहरण, ३५६.

१३. जलवायुविक तत्वों का भौगोलिक आवंटन ३८२

वायुदाब का भौगोलिक आवंटन, ३८२. जनवरी की समदाब रेखाएं, २८३. जुलाई की समदाब रेखाएं, ३८६. उच्च वायु मण्डलीय वायुदाब का आवंटन, ३८६. घरातलीय तापमान का भौगोलिक आवंटन, ३८६. तापमान आवंटन पर जल और थल भागों का प्रभाव, ३९२. तापमान का दैनिक चलन, ३९३. तापमान की वाषिक प्रगति, २९४. औसत उर्ध्व वायु तापमान का भूमण्डलीय आवंटन, ३९६. अवक्षेपण का सामान्य आवंटन, ४००. अवक्षेपण क्षमता, ४०४. वर्षा आवंटन पर जल और थल का प्रभाव, ४०४. मेघोच्छन्नता का भौगोलिक आवंटन, ४०६. तड़ित भस्मा का भौगोलिक आवंटन, ४०७.

१४. भारत की जलवायु (Climate of India) ४१०

भारत की भौगोलिक परिस्थितियां, ४१० मुख्य ऋतुएं, ४१३. उत्तरी-पूर्वी मानसून काल, ४१५. पूर्व मानसून काल, ४१६. दक्षिणी पश्चिमी मानसून काल, ४२३. उत्तर मानसून काल, ४२६. उच्चतर वायु प्रवाह और तापमान, ४३२. वर्षा का आवंटन, ४३७. बंगाल की खाड़ी की जलवायुविक अवस्था, ४४२. राजस्थान का महस्थल, ४४५.

सन्दर्भ ग्रन्थ-सूची ४७४

पारिभाषिक शब्दावली ४७६



पर्यावरण

(THE ENVIRONMENT)

110 हमारा पर्यावरण

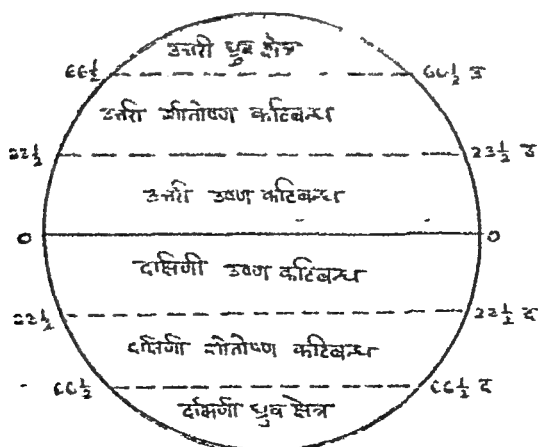
जल, थल, और वायुमण्डल मिलकर हमारा पर्यावरण बनाते हैं। उत्तरी गोलार्द्ध का 61% और दक्षिणी गोलार्द्ध का 81% इस तरह सम्पूर्ण पृथ्वी का 71% भाग जल से ढका है। शेष भाग थल है, जो 20 से 50 अंश उत्तरी अक्षांश तक हिमालय, आल्प्स, राकी आदि पर्वतों के कारण काफी ऊँची है। 60 से 90 अंश दक्षिणी अक्षांश तक फैला एन्टार्कटिक प्रदेश भी ऊँचाई पर स्थिर भू-भाग है।

पृथ्वी की कुल जलराशि का आयतन लगभग 1.4×10^9 घन किमी है, जिसका 98% भाग सागरों में है। शेष 2% का अधिकांश भाग ध्रुव प्रदेशों में बर्फ के रूप में जमा है। हमारे दिन-प्रतिदिन काम में आने वाले मीठे पानी का भाग सिर्फ 0.27% के लगभग है।

सूर्य के वार्षिक स्थानान्तरण तथा उसके फलस्वरूप उत्पन्न जलवायु के आधार पर भूमण्डल तीन भागों में बाँटा जा सकता है—

(1) उष्ण कटिबंध (Tropics)

सूर्य की वार्षिक गति कर्क रेखा ($23\frac{1}{2}^\circ$ उ) से मकर रेखा के ($23\frac{1}{2}^\circ$ द.) अक्षांश वृत्तों के बीच सीमित है। इन अक्षांशों के बाद कही भी सूर्य की किरणें वर्ष



चित्र 7111

के किमी भाग में नम्यवत् नहीं पड़ती। फलस्वरूप $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ. से $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द. का क्षेत्र अधिक तापमान तथा वर्षा प्राप्त करता है।

विषुव रेखा और कर्क रेखा के बीच का क्षेत्र उत्तरी उष्ण कटिबंध तथा विषुव रेखा से मकर रेखा तक का भाग दक्षिणी उष्ण कटिबंध कहलाता है।

(2) मध्य अक्षांश या शीतोष्ण कटिबंध (Middle latitude or Temperate Zone)

$23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ.- $66\frac{1}{2}^{\circ}$ उ. तथा $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द.- $66\frac{1}{2}^{\circ}$ द. के भूभाग ठण्डा उत्तरी और दक्षिणी मध्य अक्षांश कहलाते हैं। $66\frac{1}{2}^{\circ}$ अक्षांश तक ही सूर्य की किरणें प्रतिदिन पहुँच पाती हैं। उसके परे 24 घण्टे में अधिक अवधि के दिन और रात पाए जाते हैं।

(3) ध्रुव क्षेत्र या उच्च अक्षांश (Polar region or High latitude)

उत्तरी ध्रुव क्षेत्र—($66\frac{1}{2}^{\circ}$ उ.- 90° उ.)

दक्षिणी ध्रुव क्षेत्र—($66\frac{1}{2}^{\circ}$ द.- 90° द.)

111 अक्षांशों के प्रति जल-थल का आवदन और महाद्वीपों की समुद्र तल से औसत ऊँचाई सारणी (1.1) में दी गई है।

सारणी (1.1)

गोलादं	प्रतिगत जलीय भाग		समुद्र तल से औसत ऊँचाई (मीटर)	
अक्षांश	उ.	द.	उ.	द.
0-10	77.2	76.4	158	154
10-20	73.6	70.0	146	121
20-30	62.4	76.9	366	156
30-40	57.2	88.8	496	106
40-50	47.5	97.0	382	5
50-60	42.8	99.2	296	5

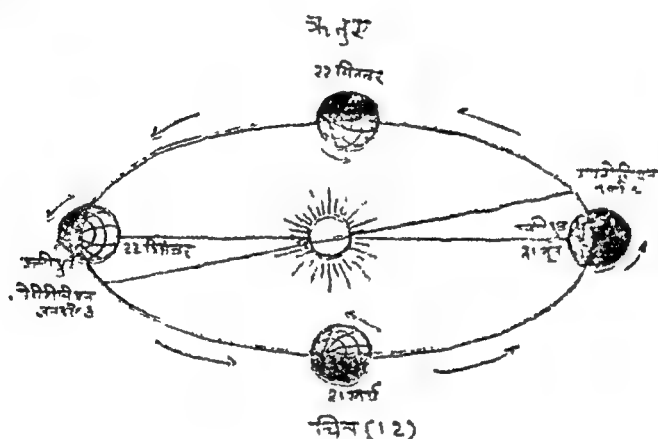
पर स्थित होता है। पृथ्वी सड़ियों में (उत्तरी गोलार्द्ध को) सूर्य के निकट और गर्मियों में दूर होती है। सूर्य और पृथ्वी की निम्नतम दूरी 1 जनवरी को होती है, जिसे रविनीच (पेरीहीलियन) दूरी कहते हैं। 1 जुलाई को यह दूरी अधिकतम होती है। इसे रविउच्च (एपहीलियन) दूरी कहते हैं।

रविनीच दूरी $PS = 1.47 \times 10^8$ किमी = 913,60,000 मील

रविउच्च दूरी $AS = 1.52 \times 10^8$ किमी = 944,70,000 मील

औसत दूरी = 1.497×10^8 किमी = 93000000 मील

1 जनवरी और 1 जुलाई की अनवधारण, कृष्ण दक्षिणाग्रण और अनवधारण भी कहलाती है।



(4) रविनीच के दिन सूर्य रविउच्च की अपेक्षा 31,10,000 मील पृथ्वी के निकट रहता है। यदि ऐसा न होना तो, उत्तरी गोलार्द्ध में सर्दिया और नेज पडती। यह सोचा जा सकता है कि दक्षिणी गोलार्द्ध की गर्मियों का तापमान करीब 4°C अधिक रहता, पर जन का भाग अपेक्षाकृत ज्यादा होने के कारण दक्षिण में गर्मियों का तापमान उत्तर से लगभग 5°C कम रह जाता है। गुलना के निम्ने सारिणी (1 2) में कुछ औसत तापमान दिए जा रहे हैं।

सारिणी (1 2)

औसत तापमान (सेण्टीग्रेड)

गोलार्द्ध	जनवरी	जुलाई	वार्षिक
उत्तरी	8.1	22.4	15.2
दक्षिणी	17.1	9.7	13.3

(5) रविनीच से थोड़ा पहले, 22 दिसम्बर को सूर्य की किरणें $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द. अक्षांश पर लम्बवत् पड़ती है। इसे (शीत) अयनान्त (Winter Solistice) या मकर सक्रान्ति कहते हैं। इसी प्रकार 21 जून ग्रीष्म अयनान्त (Summer Solistice) या कर्क सक्रान्ति कहलाता है। इस दिन सूर्य का अधिकतम दिकपात (Declination) $23\frac{1}{2}^{\circ}$ ऊपर होता है। 21 मार्च और 23 सितम्बर का सूर्य भूमध्य रेखा पर सीधा चमकता है, जब दिन और रात बराबर होते हैं। ये स्थितियाँ क्रमशः वसन्त विषुव (Spring equinox) तथा शरद विषुव कहलाती हैं। इन्हें क्रमशः महा (Vernal) और जल (Autumn) विषुव के नाम से भी जाना जाता है। महा विषुव के दिन सूर्य दक्षिणी गोलार्द्ध से उत्तरी गोलार्द्ध में जाते समय विषुव रेखा पार करता है। इसी दिन से उत्तरी गोलार्द्ध में वसत ऋतु का आरम्भ होता है। जल विषुव के दिन सूर्य विषुव रेखा को पार कर दक्षिणी गोलार्द्ध में प्रवेश करता है। उत्तरी गोलार्द्ध में इस दिन से शरद ऋतु आरम्भ होती है।

(6) पृथ्वी का एक भूमध्य रेखीय तल से $66\frac{1}{2}^{\circ}$ का कोण बनाता है। यह अक्ष शंकु की जनन रेखा (Generating line) की भाँति अपना दिक् विन्यास (Orientation) बदलता रहता है। यह दिक् विन्यास 25800 वर्षों में एक चक्कर पूरा करता है।

(7) किसी स्थिर नक्षत्र के सन्दर्भ में सूर्य के चमकने का औसत समय एक नाक्षत्र-दिन (Siderial day) कहलाता है, जो 23 घण्टे, 56 मिनट और 4 सेकंड के बराबर होता है।

$$(8) \text{ पृथ्वी का कोणीय वेग} = \frac{2\pi}{\text{नाक्षत्र दिन}}$$

$$= 7.293 \times 10^{-5} \text{ रेडियन/सेकंड}$$

$$(9) \text{ पृथ्वी का गुरुत्वाकर्षण स्थिरांक (G)} = 6.688 \times 10^{-8} \text{ सेमी}^3/\text{ग्राम सेकंड}^2$$

1.30 वायुमण्डल के अवयव (Constituents of atmosphere)

हम मुख्यतः नाइट्रोजन और ऑक्सीजन का मिश्रण हैं। आर्गन और कार्बन-डाई ऑक्साइड जैसे भी गन्ध मात्रा में विद्यमान रहती हैं, जो स्थान-स्थान पर बदलती रहती हैं। वायुमण्डल में इन गैसों का परिमाण इस प्रकार है :

अवयव	आयतन के अनुसार (%)	भार के अनुसार (%)
1. नाइट्रोजन	78.9	75.50
2. ऑक्सीजन (इसमें 20 से 50 किमी. ऊँचाई तक पायी जाने वाली ओजोन भी शामिल है)	20.95	23.10

3	आर्गन	0.93	1 30
4	कार्बन डाई ऑक्साइड	0 03	0 05

हाइड्रोजन तथा अन्य अक्रिय गैसें—हीलियम, नियन, क्रिप्टन और जेनान भी वायुमण्डल में पायी जाती हैं, पर इनकी मात्रा नगण्य है। 150 किमी से ऊपर के वायुमण्डल में हाइड्रोजन और हीलियम की ही प्रचुरता रहती है।

औद्योगिकरण के विकास के साथ-साथ विशेषतः बड़े नगरों की हवा में पदार्थक तत्त्व (कार्बन मोनो ऑक्साइड, गंधक के आक्साइड, हाइड्रोजन सल्फाइड, मीथेन तथा कार्बन, सीमेंट और धूँ के कण आदि) भी अब विचारणीय मात्रा में पाये जाने लगे हैं।

इनके अतिरिक्त आयतन के अनुसार, पूरे वायुमण्डल के लगभग 4% के बराबर जनताण हमेशा वायुमण्डल में रियन रहती है, जो स्थान और समय के अनुसार अत्यधिक परिवर्तनशील रहती है।

1.40 वायुमण्डल की संरचना (Structure of Atmosphere)

लगभग 100 किमी की ऊँचाई तक सभी गैसें, ऊपर दिये गये अनुपात में मिश्रित रहती हैं, यर्थात् उनका मिश्रण सम (होमोजिनियस) होता है। वायुमण्डल के इस भाग को सममण्डल (होमोस्फीयर) कहते हैं। इसके ऊपर गैसें घनत्व के अनुसार स्थिति ग्रहण कर लेती हैं, अर्थात् भारी गैसें नीचे और हल्की गैसें ऊपर होती जाती हैं। यह भाग विषम मण्डल (हेटरोस्फीयर) कहलाता है। मोटे तौर पर वायुमण्डल को सम और विषम मण्डलों में विभक्त करना ठीक है, परन्तु सममण्डल में गठन (Composition) समान होते हुए भी भौतिक गुणों की विभिन्नता के कारण, वायुमण्डल कई तहों में बाँटा जा सकता है। इन तहों का संक्षिप्त विवरण 1.50 में दिया गया है।

1.41 ह्रास दर (Lapse rate)

वायुमण्डल की निचली तहों में तापमान ऊँचाई के साथ घटता जाता है क्योंकि हवा को गरम करने वाली ताप किरणों का स्रोत, पृथ्वी की सतह है, न कि अंतरिक्ष में आता हुआ सूर्य का विकिरण।

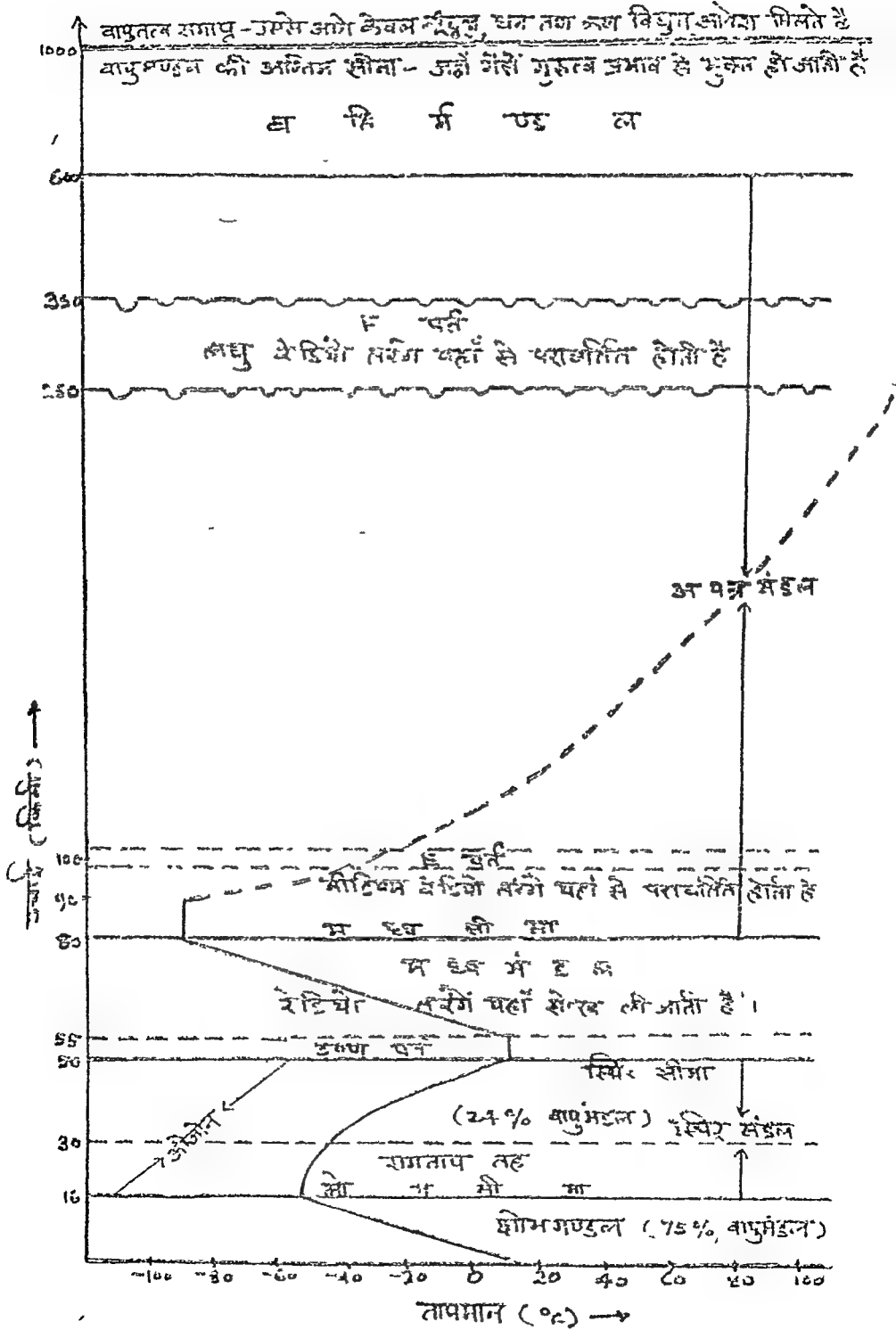
ऊँचाई के साथ तापमान घटने की दर को ह्रास दर कहते हैं। सामान्यतः ह्रास दर का मान 6.50°C प्रति किमी. लिया जाता है।

यदि किसी भाग में तापमान ऊँचाई के साथ बढ़ता है, तो ह्रास दर वहाँ ऋणात्मक होगी। अतः ह्रास दर

$$l = - \frac{dT}{dz},$$

जहाँ dz ऊँचाई की पत में, ऊपरी और निचली सतह के तापमान का अन्तर dT है।

150 चित्र 1.3 में तापमान का उर्ध्वाधर वटन (Vertical distribution) दिखाया गया है, जिसके अनुसार वायुमण्डल के निम्नलिखित भाग किए गए हैं।

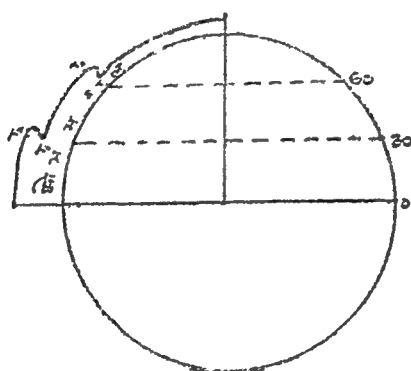


चित्र (1.3)

(1) क्षोभ मण्डल (Troposphere)

वायुमण्डल की सबसे निचली तह क्षोभ मण्डल कहलाती है, जिसमें तापमान सामान्य ह्रास दर में ऊँचाई के साथ घटता जाता है। क्षोभ मण्डल की छत को क्षोभ सीमा (Tropo-pause) कहते हैं। इसकी ऊँचाई भूमध्य रेखा पर सबसे ज्यादा, लगभग 16 किमी होती है। क्षोभ सीमा की ऊँचाई अक्षांश के साथ-साथ घटती जाती है तथा मध्य अक्षांशों में 12 और ध्रुव क्षेत्रों 8 किमी के आसपास आ जाती है।

क्षोभ-सीमा की ऊँचाई का घटाव हर जगह अविरत नहीं होता। उष्ण कटिबंध और मध्य अक्षांशों के संगम पर उष्ण कटिबन्धीय क्षोभ मण्डल मुड़ कर नीचे आता है (चित्र 1.4) और मध्य क्षोभ मण्डल के रूप में आगे बढ़ता है। इसी कारण संगम क्षेत्र के आसपास प्रायः दो क्षोभ सीमाएँ T_1 और T_2 मिलती हैं। इसी प्रकार, मध्य और उच्च अक्षांशों के संगम पर भी दुहरी क्षोभ सीमा पायी जाती है।



चित्र 1.4

वायुमण्डल की लगभग 75% मात्रा क्षोभ मण्डल में सीमित है। मौसम का घटनाएँ सामान्यतः इसी तह में ही उत्पन्न होती हैं। वास्तव में क्षोभ तल से उठने वाली सवाह्निक वायुधाराएँ (Convective air currents) क्षोभ सीमा पार नहीं कर पाती, जिससे पृथ्वी की नमी क्षोभ मण्डल से बाहर नहीं जा पाती। नमी ही मौसम-घटनाओं का मूल कारण है।

क्षोभ सीमा का तापमान सबसे कम भूमध्य रेखा पर होता है, क्योंकि यहाँ उसकी ऊँचाई सर्वाधिक है। इसका औसत तापमान मध्य अक्षांशों पर लगभग -55°C होता है।

अक्षांशों के अतिरिक्त, क्षोभ सीमा की ऊँचाई ऋतुओं के अनुसार भी बदलती है। गर्मियों में यह सीमा अधिक ऊपर एवं सर्दियों में नीचे आ जाती है।

(2) स्थिर मण्डल (Stratosphere)

क्षोभ सीमा के ऊपर तापमान, करीब 30 किमी की ऊँचाई तक या तो अप-रिवर्तित रहता है या बहुत धीरे-धीरे बढ़ता जाता है। यह भाग समताप तह (Isother-

mal-Layer) कहलाती है। इसके बाद तापमान तेजी से बढ़ता है। इस वृद्धि की सीमा 50 किमी है, जिसे स्थिर सीमा (Strato-pause) कहते हैं। क्षोभ सीमा और स्थिर सीमा के बीच का वायुमण्डल स्थिर-मण्डल के नाम से जाना जाता है। कुल हवा का 24% भाग इस मण्डल में वर्तमान है और शेष 1% इससे ऊपर।

यह नाम संभवतः इसलिए दिया गया कि सवाहनिक धाराओं तथा नदी के अभाव में यह भाग मौसम रहित और स्थिर (stable) तहों में बना होता है। वायु-प्रवाह विभिन्न तहों में क्षैतिज होता है।

समताप तह उच्च अक्षांशों में ही अधिक विकसित होती है। निम्न अक्षांशों में तापमान क्षोभ सीमा के बाद ही ऊँचाई के साथ बढ़ने लगता है। यह अतिरिक्त वृद्धि उम अन्तर को लगभग पूरा कर लेती है, जो उच्च और निम्न अक्षांशों की क्षोभ सीमा के तापमानों में होता है। इसी कारण, सभी अक्षांशों पर स्थिर सीमा के तापमान में अद्भुत समता पायी जाती है। यह तापमान समुद्रतल के तापमान के लगभग बराबर होता है।

स्थिर मण्डल में तापमान वृद्धि का कारण ओजोन गैस है। कुल वायुमण्डलीय ओजोन मुख्यतः 15 से 45 किमी ऊँचाई के बीच सीमित है, जिसकी अधिकतम सांद्रता 22 किमी के आसपास पायी जाती है। ओजोन में सूर्य से आती परावैगनी (ultra violet) किरणों को सोखने की अत्यधिक क्षमता है। यही शोषित ताप किरणों स्थिर मण्डल में उच्च तापमान बनाए रखने में सहायक होती है।

1.51 वायुमण्डलीय ओजोन

ओजोन (O_3) गैस, ऑक्सीजन (O_2) का ही त्रि परमाणविक (triatomic) रूप है, जो वायुमण्डल में परावैगनी किरणों द्वारा ऑक्सीजन अणुओं के प्राकाशिक नियोजन (photo dissociation) से निर्मित होता है। इस क्रिया में O_2 का अणु, नवजात (nascent) ऑक्सीजन (O) के दो परमाणुओं में टूट जाता है और प्रत्येक परमाणु O_2 से संयोग कर O_3 बना लेता है। यह प्रक्रिया श्रृंखला-रूप में निरन्तर होती रहती है।

वायुमण्डल की कुल ओजोन यदि समुद्रतल की सतह पर उतार दी जाए, तो ओजोन पर्त की ऊँचाई 3 मिलीमीटर होगी। इससे वायुमण्डलीय ओजोन की मात्रा का अनुमान लगाया जा सकता है। 15 से 45 किमी ऊँचाई के भाग को, जिसमें ओजोन अधिकता में पायी जाती है, कुछ विद्वान ओजोन मण्डल (Ozonosphere) कहते हैं। इसी भाग को रासायनिक प्रक्रियाओं के कारण रसायन मण्डल (Chemosphere) भी कहा जाता है।

उत्तरी गोलार्द्ध में किए गए प्रयोगों से प्राप्त निष्कर्ष के अनुसार, ओजोन की मात्रा भूमध्य रेखा से अक्षांश के साथ बढ़ती जाती है और 60° उ पर अधिकतम होने के बाद ध्रुव की ओर फिर घटने लगती है। ओजोन की मात्रा ऋतुओं के

अनुसार भी परिवर्तनशील है। हर अक्षांश पर यह मात्रा वसन्त ऋतु के प्रारम्भ में अधिकतम और पतझड़ के अन्तिम दिनों (अक्टूबर) में निम्नतम होती है।

इसके अलावा ओजोन में दैनिक चलन (Diurnal Variation) भी नोट किया गया है। ऐसा अनुमान है कि यह परिवर्तन पृथ्वी तल पर नित्य प्रति होने वाली मौसम घटनाओं से सम्बंधित है। लेकिन यह सम्बन्ध अभी तक स्पष्ट रूप में ज्ञात नहीं किया जा सका है।

152 स्थिर सीमा के ऊपर लगभग 5 किमी तक, तापमान स्थिर रहता है और फिर घटने लगता है। स्पष्ट है कि 50 से 55 किमी परत का तापमान ऊपर-नीचे की तहों की अपेक्षा ज्यादा रहता है। इस परत को वायुमण्डल की उष्ण परत (Warm Layer) कहते हैं।

(3) मध्य मण्डल (Mesosphere)

उष्ण परत के ऊपर 80 किमी की ऊँचाई तक, तापमान निरन्तर घटता जाता है। यह भाग मध्य मण्डल और इसकी छन मध्यसीमा (meso pause) कहलाती है। मध्य सीमा का तापमान -80 से -90°C तक होने का अनुमान है। मध्य मण्डल की परतों में यह गुण है कि सूर्य-किरणों की प्रक्रिया से वे रेडियो-तरंगों को सोख लेती हैं। इसी कारण, दिन में रात की अपेक्षा कम आवृत्तियों (frequencies) पर रेडियो-प्रसारण संभव हो पाता है।

मध्य सीमा के आसपास गर्मियों में कभी-कभी कुछ चमकीले बादल आ जाते हैं। इन्हें निशादीप्त (noctilucent) मेघ कहते हैं। वास्तव में उष्ण पिंडों के टूटने से यहाँ धूल काफी मात्रा में वेन्दित हो जाती है और धूलकणों के चारों-ओर वर्ष के रवे जम कर बादल बन जाते हैं।

(4) आयन-मण्डल (Ionosphere)

मध्य सीमा के ऊपर 500 से 600 किमी ऊँचाई तक, सारा वायुमण्डल परावर्तनी किरणों की प्रक्रिया से आयनीकृत होना रहता है, जिससे इस भाग में पर्याप्त स्वतंत्र इलेक्ट्रॉन पैदा होते रहते हैं। इस भाग को आयन-मण्डल कहते हैं। यों तो आयनीकरण की परिस्थितियाँ और अधिक ऊँचाई पर पायी जाती हैं, परन्तु 600 किमी के ऊपर, वायुमण्डल इतना विरल हो जाता है कि स्वतंत्र इलेक्ट्रॉन का पाया जाना सीमित हो जाता है। अतः 600 किमी आयन-मण्डल की सीमा मानी जा सकती है।

आयन-मण्डल में दो मुख्य परतें हैं, जहाँ इलेक्ट्रॉन की सांद्रता सर्वाधिक होती है।

पहली परत E-परत है, जो 100 किमी के आसपास स्थित है। दूसरी परत, F-परत कहलाती है, यह 250 से 350 किमी तक विद्यमान रहती है। F-परत दिन में अक्सर F_1 और F_2 नामक दो परतों में टूट जाती है।

E-पतं सूर्य की रोजनी में ही अधिक विकसित होती है और मीडियम रेडियो तरंगों को परावर्तित कर देती है। लघु तरंग (short wave) F-पतं से परावर्तित होती है।

आयन-मण्डल में तापमान ऊँचाई के साथ बढ़ता जाता है। पेन्डोर्फ (Penndorf) ने E-पतं का तापमान 770°C और F-पतं के ऊपरी सतह का तापमान 4270°C ज्ञात किया था। लेकिन ये तापमान अधाश और समय के साथ अत्यधिक परिवर्तनशील हैं। एक गणितीय विधि के आधार पर E-पतं का तापमान 170°C में 230°C तक हो सकता है।

रंग-विरग प्रकाश, जो बहुधा उच्च अधाशों में दिखाई देता है, आयन-मण्डल में ही उत्पन्न होता है। ये प्रकाश पुंज ध्रुवीय प्रकाश या सुमेर ज्योति (aurora) कहलाते हैं। ध्रुवों पर, जहाँ 6 महीने की रात होती है, गुलाबी और बेगनी प्रकाश इतना अधिक चमकता है कि उसकी मदद से वहाँ के निवासी रात्रि में अपना कार्य किया करते हैं।

संभवतः परावर्गनी किरणों द्वारा आवेशित कणों के वायु अणुओं से घर्षण के कारण ही यह विद्युत प्रकाश पैदा होता है। कभी-कभी यह प्रकाश 1000 से 1100 किमी की ऊँचाई पर भी देखा गया है, जिससे इतनी ऊँचाई पर वायु कणों के पाये जाने का आभास मिलता है।

(5) वहिमण्डल: (Exosphere)

आयन मण्डल से कुछ वायु कण जो आयनीकृत होने से बच जाते हैं, विसरित होकर आयन मण्डल से ऊपर आ जाते हैं। ये कण 600 से 1000 किमी की ऊँचाई तक पाये जाते हैं। इनके अलावा, इस भाग में आयनीकृत आक्सीजन, नाइट्रोजन, हाइड्रोजन तथा हीलियम के कण भी पाये जाते हैं। हीलियम यहाँ नाइट्रोजन अणुओं पर कास्मिक किरणों की प्रक्रिया से बनती है। गुरुत्वाकर्षण की क्षीणता के कारण ये कण अक्सर शून्य में खोते रहते हैं। एक स्तर ऐसा होता है, जिस तक कण गुरुत्व शक्ति से बंधे रहते हैं। यहाँ कणों का जमाव अपेक्षाकृत ज्यादा होता है और यही हमारे वायुमण्डल की सीमा है।

इस सीमा से ऊपर वायुतत्त्व समाप्त हो जाता है और कणों का चुम्बकीय तत्त्व (धन, ऋण या उदासीन आवेश) ही बाकी रहता है। करीब 2000 किमी की ऊँचाई तक न्यूट्रान (उदासीन आवेश) तथा उसके बाद प्रोटान (धन आवेश) और इलेक्ट्रान (ऋण आवेश) ही पाये जाते हैं। इसे चुम्बक मण्डल (magneto sphere) कहा जा सकता है। चुम्बक मण्डल का दूसरा सिरा संभवतः अन्तरग्रहीय (inter planetary) प्रभाव मण्डल में जाकर मिलता है।

1.60 वायु-प्रदूषण (Air Pollution)

पैद्योगिक तथा घने घसे नगरों में, भूमितल में कुछ मीटर ऊँचाई तक की हवा में कार्बन डाई ऑक्साइड (CO_2), कार्बन मोनो ऑक्साइड (CO), सल्फर डाइ-

ऑक्साइड (SO_2), हाइड्रोजन सल्फाइड (H_2S), नाइट्रोजन के ऑक्साइड, ओजोन (O_3), मीथेन (CH_4), तथा सीसे (lead), कार्बन और धूल के कण विचारणीय मात्रा में पाये जाते हैं, जिनसे हमारे नित्य प्रति काम में आने वाली हवा दूषित रहती है।

वायु-प्रदूषण के मुख्य स्रोत ये हैं

1. मोटर और रेनगाड़ियों में निकलने वाली फालतू गैसें।

2. औद्योगिक चिमनियों का धुआँ।

3. घरों में घटिया ईंधन जलाने में उत्पन्न धुआँ।

4. गन्दी नालियाँ और पशुओं के मलमूत्र।

5. तटीय नगरों के लिये समुद्री हवा में मिले नमक के कण और ज्वालामुखी वाले प्रदेशों के लिए लावे की गैस।

पेट्रोल और डीजल से चलने वाली मोटरगाड़ियों की फालतू गैस में CO , CO_2 , NO_2 तथा नाइट्रोजन गैस मुख्यतः मिलती हैं। एक लिटर पेट्रोल और डीजल तेल जलने पर क्रमशः 9.6 तथा 16.4 किलोग्राम गैस निकलती है। रासायनिक विश्लेषण द्वारा इनमें विभिन्न प्रदूषकों का अनुपात इस प्रकार है :

सारणी 1.3

प्रदूषक	पेट्रोल %	डीजल %
1. कार्बन मोनो ऑक्साइड	4-8	अत्यल्प
2. कार्बन डाइ ऑक्साइड	20-25	25-28
3. सल्फर डाइ ऑक्साइड	0.1	0.2
4. नाइट्रोजन	60-70	60-70
5. नाइट्रोजन पर ऑक्साइड	2-5	1-2
6. सीसे तथा कार्बन के कण	अत्यल्प	अत्यल्प

बड़ी गाड़ियों, बसों तथा रेल गाड़ियों की अपेक्षा मोटर कारों से प्रदूषकों की उत्पत्ति बहुत अधिक होती है। कार, बड़ी गाड़ियों की अपेक्षा 300 गुना CO , 10 गुना N_2 और 5 गुना CO_2 पैदा करती है। वायु की निचली तह में अथवा टायरों के छोटे-छोटे कण भी पाये जाने लगे हैं, जो श्वास के रोग पैदा कर सकते हैं।

औद्योगिक चिमनियों तथा घटिया कोयला जलाने वाले घरों से उत्पन्न धुआँ में SO_2 , NO_2 , H_2S , O_3 तथा सीसे और कार्बन के अथवा जले कण होते हैं।

केन्द्रीय स्वास्थ्य और प्रशिक्षण-की की शोध संस्था द्वारा फरवरी-मार्च 1969 में किए गए प्रयोगों के अनुसार, भारत के तीन प्रमुख नगरों में इन प्रदूषकों की औसत मात्रा इस प्रकार पाई गई :

सारिणी 1.4

नगर	SO ₂ भाग प्रति करोड़	NO ₂ भाग प्रति करोड़	H ₂ S भाग प्रति करोड़	O ₃ भाग प्रति करोड़	श्रीमं, कार्बन और गुण के कम (माइक्रो- ग्राम/घन मीटर)
कलकत्ता	·22	·13	·05	·15	527
बम्बई	·38	·09	·18	·06	239
दिल्ली	·16	·11	·03	·09	924

नगर के उन भागों में जहाँ गर्मी नाभियाँ पड़ी होती हैं, या जहाँ भीम अभिमान मात्रा में पशु पालते हैं, हाइड्रोजन सल्फाइड और प्रमुख प्रदूषक कम पाए जाते हैं।

उत्तरी-पश्चिमी भारत के वायुमण्डल में धूल के कम व्यापक रूप में पाए जाते हैं, जो परोक्ष रूप से वहाँ की जलवायु पर अग्र प्रभाव डालते हैं।

सारिणी (1.4) में दिये गये मात्रा के लगभग समान ही मात्रा में प्रदूषक तत्त्व दुनिया के अधिकांश बड़े नगरों में विद्यमान हैं। कुछ बड़े और कम नगरों में इनकी मात्रा और ज्यादा है।

प्रदूषक तत्त्वों का वायुमण्डल में विन्यास, उनके प्रदूषण स्थान की ऊँचाई, वायुमण्डल की स्थिरता (Stability) तथा वायु-प्रवाह पर निर्भर करता है। उनके अनुमान के अनुसार, चिमनी से निकले हुए धुँएँ की सांद्रता करीब 40 मीटर दूर जाने पर सिर्फ 10% रह जाती है।

अतएव, औद्योगिक उद्योगों के ऐसे जहाँ की जलवायु का अध्ययन आवश्यक है। चिमनी का दृष्ट, जहाँ से धुँएँ निकलती हैं हमारे से कम से कम तीन गुना ऊँचा होना चाहिए और आवासीय क्षेत्रों से कम से कम दूरी होनी चाहिए, जिससे औसत मान (mean wind) धुँएँ को दूर ले जावे।

दाब और ऊँचाई

(PRESSURE AND HEIGHT)

2.10 मौसम के मुख्य तत्व (Principal Weather elements)

पृथ्वी की सतह और उस पर स्थित वायुमण्डल एक विशाल प्रयोगशाला है, जिसमें हमें मौसम का अध्ययन करना पड़ता है। इस प्रयोगशाला में निरन्तर घटित होने वाली मौसम की घटनाएँ, अपनी विशालता और अनिश्चितता के कारण हमारी नियंत्रण-क्षमता से बाहर होती हैं। अतः उनकी प्रकृति (nature) को सही जानकारी प्राप्त करना अत्यन्त कठिन है। फिर भी दबाव, गति, वाष्पीकरण और सघनन (Condensation) विकिरण और शीतलन आदि में लगने वाले भौतिकी (Physics) के नियमों के आधार पर, मौसम की दुरुह प्रणालियों की व्याख्या की जा सकती है। इन नियमों की रोशनी में मौसम विज्ञान के मुख्य तत्वों का परिचय प्राप्त कर लेना आवश्यक है। ये तत्व निम्नलिखित हैं।

- (1) दाब (pressure) और ऊँचाई (height)।
- (2) तापमान (temperature) और घनत्व (density)।
- (3) विकिरण (radiation)।
- (4) आर्द्रता (humidity), मेघाच्छन्नता (cloudiness) और वर्षा। (Precipitation)।
- (5) वायु गति

2.20 वायु दाब (Atmospheric-pressure)

पृथ्वी की प्राकर्षण शक्ति के कारण ही, वायुमण्डल पृथ्वी पर टिका है। अतः वायुमण्डल पृथ्वी की सतह पर भार डालता है। किसी बिन्दु के चारों ओर इकाई क्षेत्रफल पर खड़े वायु-स्तम्भ का कुल भार उस बिन्दु का वायुदाब कहलाता है।

यदि बिन्दु कुछ ऊँचाई पर लिया जाए, तो उसके ऊपर खड़े वायु-स्तम्भ की ऊँचाई कम होगी; अतः उस बिन्दु पर वायु दाब पृथ्वी तल के वायु दाब से कम होगा। जैसे-जैसे हम ऊँचे बढ़ते जाएँगे, वायु दाब कम होता जाएगा। इससे यह स्पष्ट है कि 'वायु दाब ऊँचाई के साथ घटती है।' इस बात का पता सबसे पहले पास्कल (Pascal) नामक वैज्ञानिक ने सन् 1643 में स्वयं पहाड़ियों पर चढ़ कर लगाया था। चूँकि ऊपर हवा अत्यधिक विरल होने लगती है, अतः वायुदाब ऊँचाई के साथ घाताकीय नियमों से घटता है। यदि पृथ्वी तल पर वायुदाब P हो तो 6 कि.मी.

पर दाब $\frac{P}{2}$, 50 कि. मी की ऊँचाई पर $\frac{P}{1000}$ और 100 कि. मी की ऊँचाई पर $\frac{P}{10,00,000}$ के लगभग होगा।

2.21 इकाई (Unit)

वायुदाब की मीट्रिक इकाई डाइन प्रति वर्ग से. मी. है, परन्तु बैरोमीटर में यह पारद स्तम्भ की उम ऊँचाई (से. मी.) के रूप में व्यक्त की जाती है, जो वायु दाब के समुद्र तल पर बैरोमीटर नली में खड़ा होता है। समुद्र तल पर बैरोमीटर की औसत पाठक 76 से. मी. होता है।

अतः समुद्र तल पर औसत वायुदाब $= 76 \times 13.6 \times 981 = 1013.250$ डाइन/से. मी.²

वायुदाब की बड़ी इकाई 10^6 डाइन/से. मी.² के बराबर है। यह परिमाण समुद्र तल पर औसत वायुदाब के क्रम (order) का है। भौतिकी में यह इकाई वायुमण्डल (atmosphere) और मौसम विज्ञान में बार (bar) कहलाती है।

अतः 1 वायुमण्डल = 1 बार = 10^6 डाइन/से. मी.²

मौसम विज्ञान की सर्वाधिक प्रचलित इकाई मिलीबार है, जो एक 'बार' के हजारवें भाग के बराबर है। इस प्रकार

$$1 \text{ बार} = 1000 \text{ मिलीबार}$$

$$\text{और } 1 \text{ मिलीबार} = 1000 \text{ डाइन/से. मी.}^2$$

अतः औसत समुद्रतलीय वायुदाब = 1013.25 मिलीबार

2.22 वायुदाब का माप (Measurement of atmospheric pressure)

वायुदाब मापी दो प्रकार के होते हैं :

(1) पारद वायुदाब मापी (Mercury Barometer)

फोर्टिन और क्यू प्रकार (Kew pattern) के बैरोमीटर इस श्रेणी के हैं। दोनों ही, एक लीटर चम्बे शीशे की नली में पारा भरने के सिद्धांत पर बने हैं। फोर्टिन के निचले भाग में चमड़े की एक थैली (cistern) होती है, जिसमें स्थित पारे तल को, पाठक लेने से पहले एक सूचक (pointer) से स्पर्श-करना पड़ता है क्योंकि पैमाने का शून्य सूचक की नोक से ही आरम्भ होना है। क्यू प्रकार में पाठक की सुविधा के लिए थैली सिस्टम व्यवस्था को हटा दिया गया है। इस अन्तर का क्यू वायुदाब मापी के पैमाने का य कीकृत (Calibrate) करते समय सामंजस्य (adjustment) कर लेने हैं। क्यू पैमाने का प्रत्येक खाना फोर्टिन पैमाने के खाने में थोड़ा संकुचित होता है। संकुचन गुणक (K) का निम्नलिखित मान साधारण गणना में ज्ञात किया जा सकता है -

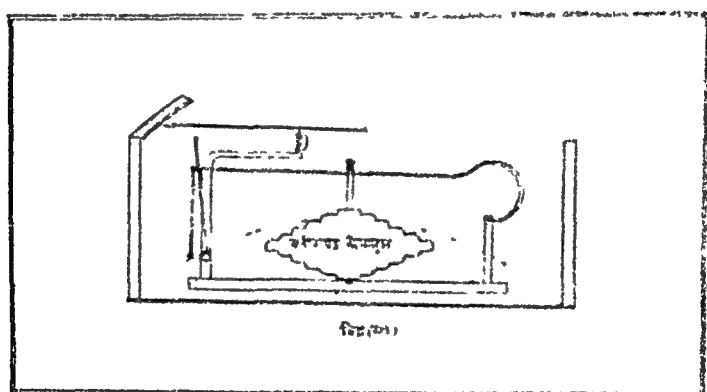
$$K = \frac{A}{A + a}$$

जहाँ A, और a क्रमशः सिस्टर्न तथा पारद नली के अनुप्रस्थ ताट के क्षेत्रफल हैं।

अतः वयू वायुदाब मापी का एक मान = $K \cdot$ फोर्टिन का एक मान।

(2) निर्द्रव दाबमापी (एनीरोमिटर)

पनारीदार (Corrugated) धातु में बनी टिस्क के आकार के कुछ बक्सों की एक कतार होती है। प्रत्येक बक्स के अन्दर में हवा निकाल दी जाती है। दाब बढ़ने में इन बक्सों में सकुचन होता है तथा दाब घटने में वे फूल जाते हैं। बक्सों की मोटाई में यह परिवर्तन बहुत छोटा होता है, जिसे नीचे प्रणाली में आवर्धित कर लिया जाता है। दाब के परिवर्तन में एक निदेशक (पवाइन्टर) गतिशील हो उठता है, जो एक गोलाकार पैमाने पर घूम कर दाब का माप बनाना है।



वैरोग्राफ—वैरोग्राफ वह यन्त्र है, जो किसी स्थान पर दाब का मान स्वयमेव, हर क्षण अंकित करता जाता है। यह मूल रूप से निर्द्रव दाबमापी ही होता है, जिसकी नीचे प्रणाली से एक पेन आर्म सम्बन्धित कर दिया जाता है और इस पेन आर्म को एक बेलनाकार क्लॉक ड्रम से लिपटे चार्ट पर टिना दिया जाता है। क्लॉक ड्रम अपने कक्ष पर घूमता रहता है और 24 घण्टे में एक चक्कर पूरा करता है, इस प्रकार, वह स्वयं ही घड़ी भांति समय-सूचक बन जाता है। अतः पेन आर्म की कलम ड्रम पर लिपटे चार्ट पर 24 घण्टे लगातार दाब का मान अंकित करती जाती है। यह चार्ट वैरोग्राम (Barogram) कहलाता है।

2.23 मैदानी मौसम वैधगानाओं में अधिकतर वयू-वायुदाब मापी का प्रयोग होता है, किन्तु पहाड़ी स्थानों में सिस्टर्न-व्यवस्था के कारण फोर्टिन वैरोमीटर ही उपयोगी है क्योंकि दाब कम होने पर नली में अतिरिक्त पारा गिरटर्न में आ सकता है। फोर्टिन, वयू प्रकार के मुकाबले ज्यादा सही भी होता है, क्योंकि पारद नली और सिस्टर्न की हर बिन्दु पर समता (यूनिफार्मिटी) की गारन्टी न होने के कारण, A और a का विन्कुल सही मान ज्ञात करना असम्भव है। अतः सकुचन गुणक का द्रुष्टिपूर्ण रहना स्वाभाविक है।

2.24 वायुदाब मापी के पाठाक मे निम्नलिखित संशोधन करने के बाद किमी स्थान का सही वायुदाब निकलता है।

(1) निदेशांक समायोजन (Index-Correction)

पैमाने का शून्य सही न होने से, पैमाने के खाने त्रुटिपूर्ण होने से ग्रथवा नली मे पारे के ऊपर का शून्य-स्थान अशुद्ध होने से, पाठाक गलत हो सकता है। मान लीजिए यह त्रुटि δ के बराबर है। तब यदि दाबमापी का पाठाक P और वास्तविक वायुदाब p हो तो .

$$P = p + \frac{2T}{r} + \delta,$$

जहाँ $\frac{2T}{r}$ पारद तल पर लगने वाला जलीय तनाव (Surface tension) का बल

है। T पारे का जलीय तनाव और r नली की त्रिज्या है। व्यंजक $\frac{2T}{r} + \delta$

निदेशांक त्रुटि कहलाती है। और

निदेशांक समायोजन = - निदेशांक त्रुटि।

सामान्यत किसी वायुदाब मापी की निदेशांक त्रुटि, उसके और एक मानक (स्टैन्डर्ड) वायुदाब मापी के पाठाको की तुलना करके जात की जाती है। मानक के पाठांक से जितना अन्तर होगा, वही दाबमापी की निदेशांक त्रुटि होगी। किसी वायुदाब मापी को इस्तेमाल मे लाने से पूर्व उनकी निदेशांक त्रुटि जात कर लेनी आवश्यक है।



(2) तापमान (Temperature) और गुरुत्व (Gravity) समायोजन

चित्र (2.2)

तापमान बदलने के साथ, वायुदाब मापी के पैमाने तथा पारे मे प्रसार या सकुचन हो सकता है, जिसका परिमाण भिन्न तापमानो पर अलग-अलग होगा।

इसी प्रकार, स्थान के साथ गुरुत्व शक्ति बदलते रहने के कारण, विभिन्न स्थानो के वायुदाब मापियों के पाठाको मे एक तुलनात्मक त्रुटि पायी जाती है।

इसलिये सर्वत्र पाठाको मे एक रूपता स्थापित करने के लिए, विश्व मौसम संघ ने सन् 1957 मे नया दाबमापी सम्मति (Convention) घोषित किया। इसके अनुसार, पैमाने और पारे, दोनो के लिए मानक तापमान 0°C और मानक गुरुत्व 980.665 से मी/सैकड² मान लिया गया है। गुरुत्व का यह परिमाण लगभग 45 अंश आक्षांश पर मिलता है।

किसी भी तापमान और गुरुत्व पर लिए गये पाठाक को, मानक तापमान और मानक गुरुत्व पर समायोजित करना पड़ता है। इन्हे क्रमशः तापमान और गुरुत्व समायोजन कहते है।

मान लीजिए, किसी स्थान पर पारदर्शक स्तम्भ की ऊँचाई h , गुरुत्व g और उस वायुमण्डल पर पारे का घनत्व d है। यदि पारे की वास्तविक ऊँचाई H हो तो :

$$h \cdot d \cdot g = H \cdot d_p \cdot g,$$

जहाँ d_p , 0°C पर पारे का घनत्व तथा g , मानक गुरुत्व है।

$$\text{अतः } H = \frac{h \cdot d \cdot g}{d_p \cdot g}.$$

स्पष्ट है कि 45° वाष्पीय में सीले के स्थानों पर गुरुत्व समायोजन प्रणाली कार्य करती है।

(3) वास्तविक समायोजन लागू करने के बाद हमें स्टेशन स्तर पर सही दाब मिलता है। किन्तु यह स्तर विभिन्न वेधशालाओं में अलग-अलग होता है। अतः दाब प्रेक्षकों की सर्वोत्तम सुगमता के दृष्टिकोण से, उन्हें माध्य समुद्र तल (मीन सी लेवल) पर प्रदर्शित (निर्दिष्ट) कराया जाता है। माध्य समुद्र तल एक कार्पनिक तल है, जहाँ समुद्राव 1013.25 मिमीबार् माना जाता है। इसके लिए स्टेशन स्तर दाब से, उस वास्तविक दाब स्तम्भ का दाब जोड़ा पड़ता है जो माध्य समुद्र तल से स्टेशन स्तर तक रहता है। चित्र

(2.3) के अनुसार यदि स्टेशन स्तर पर दाब p हो तो माध्य समुद्र तल पर प्रदर्शित दाब

$$p' = p + p_1,$$

जहाँ p_1 माध्य समुद्र तल से स्टेशन स्तर की वास्तविक दाब है।

2.30 दाब और ऊँचाई (सुंगता)

दाब, ऊँचाई के साथ कम होता जाता है। किसी निश्चित ऊँचाई

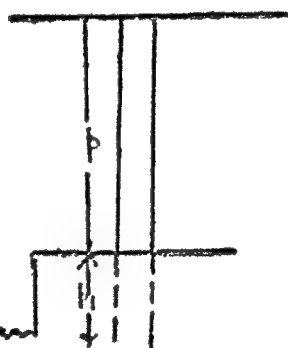
पर पार की जा रही, भूमिगत में इस ऊँचाई तक ऊँचाई क्षेत्रफल पर गड़े वायु-स्तम्भ के दाब के समान होती है। यह भार हवा के घनत्व अथवा वायुमण्डल पर निर्भर करता है।

अतः, शक्ति इस स्थिति होती जाती है, यतः विभिन्न दाब स्तरों पर। किसी-एक दाब स्तर के लिए वायु-स्तम्भ की ऊँचाईयाँ अलग-अलग होती हैं। एक ही दाब स्तर के समान दाब किसी-एक दाब स्तर के समान ऊँचाई :

1013 मिमीबार् पर 2.5 मीटर

500 मिमीबार् पर 15.0 मीटर और

100 मिमीबार् पर 63.0 मीटर होती है।



चित्र (2.3)

2.31 दाव और ऊँचाई में सम्बन्ध—लाप्लास सूत्र

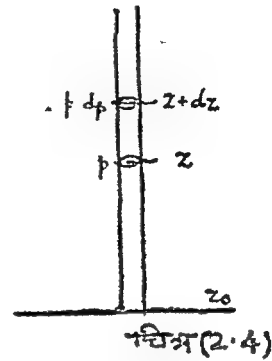
भूमितल से Z ऊँचाई पर मान लीजिए वायुदाव p है।

इस सतह पर dZ ऊँचाई की एक पतली तह पर विचार कीजिए, जिसके ऊपरी तल पर दाव $p-dp$ है।

$$\begin{aligned} -dp &= \text{तह } dZ \text{ में स्थित वायु का भार} \\ &= g\varrho dZ \end{aligned} \quad \dots (1)$$

जहाँ ϱ , तह में स्थित हवा का घनत्व है।

सार्वलौकिक (यूनीवर्सल) गैस-नियम के अनुसार $p\alpha = RT$,



जहाँ T निरपेक्ष तापमान, R सार्वलौकिक गैस स्थिरांक और ϱ वायु का विशिष्ट आयतन (आयतन प्रति इकाई मात्र) है।

$$\therefore \alpha = \frac{\text{आयतन}}{\text{मात्रा}} = \frac{1}{\varrho} \quad \dots (iii)$$

$$(ii) \text{ और } (iii) \text{ से } \varrho = \frac{p}{RT} \quad \dots (iv)$$

ϱ का मान (i) में रखने से

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz \quad \dots (v)$$

यदि g का ऊँचाई के प्रति परिवर्तन छोड़ दिया जाए और T के स्थान पर z_0 और z के बीच का औसत तापमान T' रख दिया जाए, तो

$\frac{g}{RT}$ अचर (Constant) हो जाएगा। तब,

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT'} \int_{z_0}^z dz$$

या $\ln \frac{p}{p_0} = -\frac{g}{RT'} (z - z_0)$, जहाँ p_0, z_0 स्तर पर वायुदाव है,

मध्य समुद्रतल पर $z_0 = 0$

अतः मध्य समुद्रतल से दाव तल p की ऊँचाई,

$$z = \frac{RT'}{g} \ln \frac{p_0}{p} = \frac{2.3026 RT'}{g} \log \frac{p_0}{p}$$

$$\text{या } z = KT' \log \frac{p_0}{p} \quad \dots (vi)$$

यह लाप्लास सूत्र कहलाता है।

2.32 T' का मान केल्विन इकाई में दिया जाना चाहिए। यदि Z की इकाई मीटर हो, तो $K = 674$ और यदि Z फीट में ली जाए, तो $K = 221$ । धारा 2.31 के समीकरण (v) से

$$dZ = -\frac{RT}{gp} dp$$

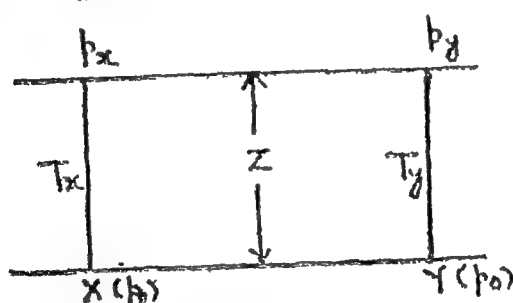
यदि $dp = 1$ मिलीबार हो, तो R और g का मान उपर्युक्त समीकरण में रखने से

$$dZ = 28.3 \frac{T}{p} \text{ मीटर होगा।}$$

इस प्रकार, p दाब स्तर पर एक मिलीबार दावान्तर के समकक्ष ऊँचाई $= 28.3 \frac{T}{p}$ मीटर, जहाँ, T , केल्विन इकाई में तापमान और p , मिलीबार में दाब है।

2.33 जिस स्थान पर वायु पर्त का औसत तापमान अधिक होता है, वहाँ पर्त के ऊपरी तल पर सामान्यतः उच्च दाब बन जाता है।

मान लीजिए, भूमितल पर X और Y दो स्थान हैं, जहाँ वायुदाब समान



चित्र 2.5

(p_0) है। दोनों स्थानों पर Z ऊँचाई की वायु पर्त का औसत तापमान T_x और T_y इस प्रकार है कि

$$T_x > T_y \quad \dots (i)$$

लाप्लास सूत्र के अनुसार,

$$Z = KT_x \log \frac{p_0}{p_x} = KT_y \log \frac{p_0}{p_y} \quad \dots (ii)$$

जहाँ p_x और p_y क्रमशः स्थान X और Y पर पर्त के ऊपरी तलों के दाब हैं।

$$(i) \text{ और } (ii) \text{ से } \log \frac{p_0}{p_x} < \log \frac{p_0}{p_y}$$

$$\text{या } \frac{p_0}{p_x} < \frac{p_0}{p_y} \quad \text{या } p_x > p_y \quad \dots (iii)$$

2.34 उपर्युक्त व्यंजक से स्पष्ट है कि यदि किसी स्थान की वायुपर्त के ऊपरी सतह का दाब अधिक हो, तो उस पर्त का औसत तापमान भी अधिक होगा।

2 35. उदाहरण

प्रश्न—यदि स्टेशन A पर दाब और तापमान का आवटन निम्नांकित हो, तो 700 मिलीबार स्तर की ऊँचाई ज्ञात कीजिए ।

दाब (मिलीबार)	तापमान ($^{\circ}\text{C}$)
1014 (माध्य समुद्र तल)	16
1000	14
900	10
800	8
700	5

हल—इस प्रश्न में चार वायु-तह (1014–1000, 1000–900, 900–800 और 800–700 मिलीबार) दिए गए हैं। इन तहों की अलग-अलग मोटाई (thickness) ज्ञात करके जोड़ देने से 700 मिलीबार की सही ऊँचाई ज्ञात हो जाएगी।

$$\text{पहले तह (1014–1000) का औसत तापमान } T' = \frac{16+14}{2} = 15^{\circ}\text{C}$$

$$= 288^{\circ}\text{K}$$

$$\text{इस तह की मोटाई, } z_1 = KT' \log \frac{p_0}{p}$$

$$= 67.4 \times 288 \log \frac{1014}{1000} = 116.5 \text{ मीटर}$$

$$\text{दूसरे तह (1000–900) का औसत तापमान} = \frac{14+10}{2} = 12^{\circ}\text{C}$$

$$= 285^{\circ}\text{K}$$

$$\therefore \text{इस तह की मोटाई, } z_2 = 67.4 \times 285 \times \log \frac{1000}{900}$$

$$= 879.6 \text{ मीटर}$$

$$\text{इसी प्रकार, } z_3 = 67.4 \times 282 \log \frac{900}{800}$$

$$= 971.2 \text{ मीटर}$$

$$\text{और } z_4 = 67.4 \times 279.5 \times \log \frac{800}{700}$$

$$= 1092.6 \text{ मीटर}$$

अतः 700 मिलीबार स्तर की अभीष्ट ऊँचाई

$$Z = Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4$$

$$= 2959.9 \text{ मीटर}$$

2.40 एक स्थान पर दाब का चलन (Variation of pressure at a place)

किसी स्थान पर दाब में निम्नांकित प्रकार के चलन होते हैं—

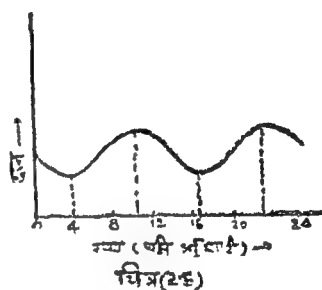
- 1 दैनिक चलन (Diurnal Variation)।
- 2 मौसमी चलन (Seasonal Variation)।
- 3 अनियमित दाब चलन, जैसे—

गतिशील दाब प्रणालियों के प्रभाव से उत्पन्न चलन।

(1) दैनिक चलन

दाब का दैनिक चलन एक नियमित दोलन है (Oscillation) जो 24 घण्टे में दो बार निम्नतम, और दो बार उच्चतम, प्रदर्शित करता है।

स्थानीय समय के अनुसार, सुबह 4 बजे और शाम के 4 बजे दाब निम्नतम और सुबह 10 बजे तथा रात के 10 बजे उच्चतम होता है।



दाब उच्चतम और दाब निम्नतम का अन्तर, अर्थात् दाब चलन का परिसर (रेन्ज) भूमध्य रेखा पर सबसे अधिक होता है और फिर अक्षांशों के साथ लगातार घटता जाता है। ध्रुवीय अक्षांशों पर दैनिक चलन नगण्य हो जाता है।

दैनिक दाब चलन के औसत परिसर के आँकड़े इस प्रकार हैं—

भूमध्य रेखा पर = 5.08 मिलीबार

मध्य अक्षांशों में = 1.38 मिलीबार

ध्रुवीय क्षेत्रों में = अत्यल्प

इस अर्द्ध दैनिक विचलन का कारण ताप जनित (thermal) है। 24 घंटों में तापमान एक बार निम्नतम और एक बार उच्चतम होता है। इनमें से प्रत्येक, वायुमण्डल में एक दोलन उत्पन्न करता है, जिसका प्राकृतिक दोलन समय 12 घण्टे का है। फलस्वरूप, हर 12 घण्टे में किसी स्टेशन के वायुमण्डल में एक बार सकुचन (compression) और एक बार प्रसार (expansion) होता है। सकुचन के समय दाब उच्चतम और प्रसार के समय निम्नतम हो जाता है। इस तरह हर 6 घण्टे के बाद सकुचन और प्रसार की लहरें क्रमशः आती रहती हैं।

(2) मौसमी चलन

ऋतुओं के अनुसार किसी स्थान पर दाब का परिवर्तन, मुख्य रूप से वहाँ की भौगोलिक अवस्था पर निर्भर करता है, क्योंकि सूर्य की ऊष्मा विभिन्न सतहों को अलग-अलग मात्रा में गर्म करती है। स्थलीय भाग, गर्मियों में शीघ्र सूर्य की ऊष्मा

ग्रहण करके, जल की अपेक्षा अधिक गर्म हो जाता है। सदियों में शीघ्र ऊष्मा खो देने के कारण स्थल भाग, जल की अपेक्षा अधिक ठंडा रहता है। इसके कारण निम्नांकित है।

1. सूर्य की किरणें जमीन में कुछ सेण्टीमीटर से ज्यादा प्रवेश नहीं कर पाती, जबकि जल में वे लगभग 10 मीटर की गहराई तक घुसती हैं।

2. मिट्टी की विशिष्ट ऊष्मा जल की अपेक्षा बहुत कम है।

3. जल में संवाहक धाराएँ (convective current) उत्पन्न हो जाती हैं, जो ऊष्मा को दूर-दूर तक फैला देती हैं। भूमि पर ताप का स्थानान्तरण सिर्फ संचालन विधि से ही होता है और मिट्टी की संचालकता बहुत कम है।

उपर्युक्त कारणों से गर्मी के दिनों में स्थल का भाग निम्न दाब का क्षेत्र बन जाता है, जबकि जल का भाग अपेक्षाकृत उच्च दाब का क्षेत्र रहता है। सदियों में जल का भाग अधिक गर्म होने से निम्न दाब क्षेत्र बनता है और स्थल का भाग ठंडा होने के कारण उच्च दाब क्षेत्र। यह कारण दैनिक स्तर पर भी प्रभाव डालता है, जिसके कारण दिन में स्थल क्षेत्र का दाब जल की अपेक्षा कम और रात में ज्यादा होता है।

2.50 तुंगता मापी (Altimeter)

दाब और ऊँचाई के अन्तः सम्बन्धों के आधार पर दाबमापी के पैमाने को इस प्रकार अंकित किया जा सकता है कि उससे दाब के स्थान पर सीधे ऊँचाई का मान बड़ा लिया जाए। यह यंत्र दाब तुंगता मापी कहलाता है। इसके अलावा, रेडियो ऊँचाई मापी भी होते हैं, जो मौसम परिस्थितियों पर आधारित न होकर स्वतंत्र रूप से ऊँचाई नापते हैं। अतः इनका वर्णन यहां नहीं किया जा रहा है।

2.51 हम देख चुके हैं कि दाब और ऊँचाई का सम्बन्ध सर्वथा अचल (invariant) नहीं है। यह सम्बन्ध भूमितल के दाब और विचाराधीन पतल के तापमान पर आश्रित है, जो समय और स्थान के अनुसार परिवर्तनशील है। अतः इन दो तत्त्वों की किसी सुनिश्चित दशा में ही तुंगता मापी सही ऊँचाई का माप दे सकता है। जहां पर दाब और तापमान, इन सुनिश्चित दशाओं से भिन्न हो, वहां इस अन्तर के लिए पूर्व निर्धारित त्रुटि सशोधन द्वारा सही ऊँचाई ज्ञात की जा सकती है।

इस आधार पर बने दो प्रकार के दाब तुंगता मापी हैं।

(1) समताप तुंगता मापी (आइसोथर्मल आल्टीमीटर)

इसका आधार यह परिकल्पना (Hypothesis) है कि वायुमण्डल हर ऊँचाई पर 10^0 का समान तापमान रखता है।

इस प्रकार $T' = 283^\circ\text{K}$

अतः किन्हीं दो दाब तलों p_0 और p के बीच की ऊँचाई Z , जो समताप ऊँचाई मापी द्वारा प्रदर्शित होगी, निम्नांकित सूत्र द्वारा बताई जा सकती है :

$$Z_1 = K \times 283 \log \frac{p_0}{p} \quad (i)$$

अब यदि वास्तविक ऊँचाई Z_r हो तो :

$$Z_r = KT' \log \frac{p_0}{p} \quad (ii)$$

$$\therefore \frac{Z_r}{Z_1} = \frac{T'}{283} = \frac{283+t}{283} = 1 + \frac{t}{283}$$

जहाँ t , मानक तापमान 10° से वास्तविक तापमान का विचलन है। अतः

$$Z_r = Z_1 + \frac{t}{283} Z_1$$

$$\text{या} \quad Z_r = Z_1 + \frac{t}{300} Z_1 \quad (\text{लगभग}) \quad (iii)$$

इस गणना द्वारा प्रदर्शित (indicated) ऊँचाई से, वास्तविक ऊँचाई ज्ञान कर सकते हैं। यह एयरी (Airy) का नियम कहलाता है।

उदाहरण—एक उड़ते हुए वायुयान का तुंगतामापी 200 मीटर की ऊँचाई प्रदर्शित कर रहा है। यदि वहाँ बाहरी हवा का तापमान 14°C और ह्रास दर 8°C प्रति किलोमीटर मानली जाए, तो जहाज की वास्तविक ऊँचाई ज्ञात करो।

तल से 2000 मीटर ऊँचे पर्वत का शीर्ष तापमान

(अर्थात् 1000 मीटर ऊँचाई का तापमान)

$$T' = 14 \quad 8 \times 1 = 22^\circ\text{C}$$

$$\therefore t = 22 - 10 = 12^\circ\text{C}$$

$$\text{अतः सही ऊँचाई } Z_r = 2000 + \frac{12}{300} \times 2000 = 2080, \text{ मीटर}$$

252 समताप वायुमण्डल का परिकल्पना और समताप तुंगता मापी, वास्तविकता से ज्यादा दूर होने के कारण अब प्रचलन में नहीं है।

(2) आई सी ए एन. तुंगता मापी

अन्तर्राष्ट्रीय वायु यातायात आयोग (International Commission of International Air Navigation) ने एक मानक वायुमण्डल निर्धारित किया, जिसे आई सी. ए. एन. वायुमण्डल कहते हैं। इस निर्धारण को बाद में I C A O. (International Civil Aviation Organisation) ने पुनर्गठित किया, जिसके आधार पर आई सी. ए. एन. तुंगता मापी बनाया गया है। यह निर्धारण मध्य अक्षांशों के लिए है, इसके अनुसार

- 1 वायुमण्डल का रासायनिक गठन सर्वत्र समान है और हवा सूखी है।
- 2 गुरुत्वजनित त्वरण 'g' का मान समुद्रतल पर = 980 62 से.मी./

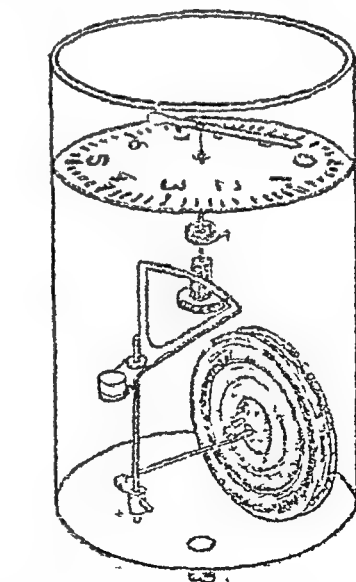
सेकण्ड²

3. औसत समुद्रतल का दाब = 1013.25 मिलीबार।
4. औसत समुद्रतल पर हवा का घनत्व = 1225 ग्राम/मीटर³
- 5 औसत समुद्रतल पर हवा का तापमान = 15°C
6. औसत समुद्रतल से Z किमी. ऊँचाई पर तापमान = (15 - 6.5 Z)°C (अर्थात् ह्रास दर = 6.5°C/किमी)। यह नियम मरिफ 11 किमी ऊँचाई तक चलता है, जहाँ तापमान - 56.5°C हो जाता है। इसके ऊपर यही तापमान स्थिर माना जाता है।

2.53 आई.सी.एन. तुंगता मापी के पैमाने, I C A N वायुमण्डल की परिकल्पना के आधार पर अंकित किए जाते हैं।

इसमें एक उप पैमाना (Sub scale) है, जिस पर मिलीबार अंकित होता है। जब तुंगतामापी शून्य ऊँचाई दर्शित करता है, तो उप पैमाना यंत्र के स्तर पर वायुदाब बढ़ता है। उपपैमाने को किसी भी दाबस्तर पर स्थित किया जा सकता है। किमी हवाईजहाज के उड़ान भरते समय उप-पैमाने को इस प्रकार स्थित किया जाता है कि तुंगता मापी उस समय की सही ऊँचाई प्रदर्शित कर सके। वायुयान के स्थान और समय के प्रति बदलने के कारण, यह ऊँचाई दूसरी हवाई पट्टी पर उतरते समय गलत हो सकती है। अतः उतरने के पहले उपपैमाने को इस हवाई पट्टी के वायुदाब के अनुसार फिर से सेट करना पड़ता है। यदि यान के मार्ग में दाब घटता जाता है, तो ऊँचाई मापी का पैमाना वास्तविक से अधिक ऊँचाई बड़ेगा और यदि दाब बढ़ता जाता है तो वास्तविक ऊँचाई से कम। 1 मिलीबार दावान्तर पर लगभग 8 मीटर ऊँचाई की त्रुटि पायी जाती है।

तुंगता मापी के मुख्य पैमाने में साधारणतः तीन सुईयाँ होती हैं। पैमाने के दो अंकों के बीच 5 छोटे खाने होते हैं और हर खाना 20 फुट के बराबर होता है। सबसे लम्बी सुई फीट के सैकड़ों/दहाई और इकाई में पढ़ती है। मझली और छोटी सुईयाँ क्रमशः हजार और दस हजार फीट की इकाईयों में पढ़ती हैं।



कोल्टमैन आलेटोमीटर (तुंगतामापी)

चित्र (27)

2.54 एयरी के नियम से स्पष्ट है कि वायुदाब परिवर्तन के अलावा तापमान बदलने से भी तुंगता मापी के पाठान्को में संशोधन की आवश्यकता आ जायेगी। यदि

वास्तविक ऊँचाई Z_r और प्रदर्शित ऊँचाई Z_1 हो, तो

$$Z_r = Z_1 \left(1 + \frac{\Delta T}{288} \right)$$

जहाँ ΔT भूमितल तापमान का 15°C से विचलन है। यदि विचलन धनात्मक है, तो वास्तविक ऊँचाई से प्रदर्शित ऊँचाई से ज्यादा होगी। अतः संशोधन जोड़ना होगा। विपरीत दशा में संशोधन घटाना चाहिए।

2.60 समकालीन मौसम चार्ट (Synoptic Weather Charts)

मानचित्र पर, जब एक निश्चित समय पर लिये गये विभिन्न स्टेशनो के वायुदाब साथ-साथ अंकित करते हैं, तो तुलनात्मक दृष्टिकोण से उनके स्तर (माधारणतः मध्य समुद्रतल) पर अवतरित किये जाने का कारण रबत स्पष्ट हो जाता है। वायुदाब के अतिरिक्त अन्य मौसम तत्व, जैसे—तापमान, आर्द्रता, बादल, तत्कालीन मौसम विवरण आदि साकेतिक रूप (Symbolic form) में मानचित्र पर अंकित किए जाते हैं। यह मानचित्र समकालीन मौसम चार्ट कहलाता है, जो पूरे मानचित्र पर एक निश्चित समय की मौसम अवस्थाओं का पूरे क्षेत्र पर एक साथ निरूपण करता है।

विश्व मौसम संघ (World Meteorological Organisation) द्वारा नियत किया गया 00, 06, 12 तथा 18 जी एम. टी (ग्रीनविच मीन टाइम) का समय सारे सप्ताह के लिये मुख्य समकालीन घड़ी (Main Synoptic hour) मानी जाती है। इन घड़ियों में लिये गये प्रेक्षणों के आधार पर सप्ताह के हर मौसम केन्द्र में समकालीन मौसम चार्ट तैयार किये जाते हैं। भारतीय मानक समय (I S T) के अनुसार, मुख्य समकालीन घड़ियों का तुल्याक समय क्रमशः $5\frac{1}{2}$, $11\frac{1}{2}$, $17\frac{1}{2}$, और $23\frac{1}{2}$ बजे पड़ता है।

इसके अलावा, 03, 09, 15 और 21 जी एम. टी भी समकालीन घड़ी कहलाती है। अपनी आवश्यकता के अनुसार मौसम केन्द्र इन घड़ियों में भी समकालीन चार्ट तैयार कर सकते हैं।

2 या 4 मिलीबार के अन्तर पर खींचे गये समान वायुदाब की रेखाओं द्वारा, मौसम चार्ट का विश्लेषण (analysis) करते हैं। इन रेखाओं को समदाब रेखाएँ (Isobars) कहते हैं। इन रेखाओं से मानचित्र पर दाब बटन एक नजर में स्पष्ट हो जाता है।

2.61 दाब प्रणालियाँ (Pressure Systems)

समकालीन मौसम मानचित्र पर ये समदाब रेखाएँ विभिन्न आकृतियों ग्रहण करती हैं। प्रत्येक आकृति एक विशेष मौसम तथा वायु-प्रवाह की दशा व्यक्त करती है। चूँकि समदाब रेखाएँ प्रचलित (prevailing) वायु-प्रवाह की दिशा में ही खींची जाती हैं, अतः किसी स्थान पर वायु दिशा, उस स्थान के समदाब रेखा पर

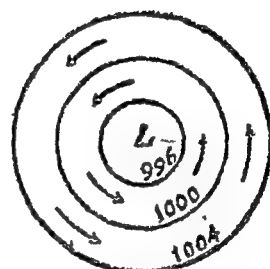
स्पर्श रेखा द्वारा जानी जा सकती है। कुछ प्रमुख प्रकार के दाव प्रणालियों का संक्षिप्त परिचय नीचे दिया जा रहा है :

(1) सीधी समदाव रेखाएँ (Straight isobars)

सरल रेखा के समानान्तर समदाव रेखाएँ किसी मौसम विशेष की परिचायक न होकर सरल वायु-प्रवाह व्यक्त करती हैं। यदि ये रेखाएँ एक-दूसरे के निकट हैं, तो वायुगति तीव्र होगी और यदि समदाव रेखाओं के बीच की दूरी अधिक है, तो उस क्षेत्र में वायुगति हल्की होगी। अध्याय 6 में इस बात को विस्तार से समझाया गया है।

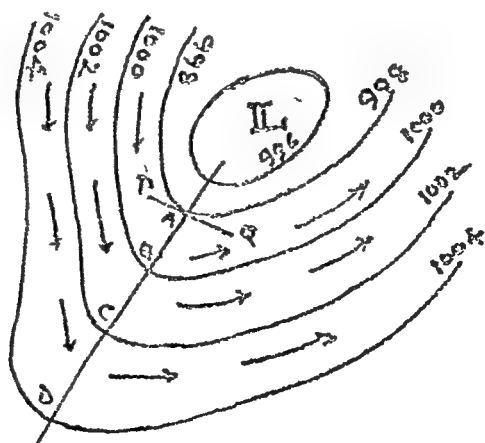
(2) निम्नदाव (Low pressure)

एक अपेक्षाकृत कम दाव का क्षेत्र, जो लगभग वृत्ताकार समदाव रेखाओं द्वारा घिरा होता है, निम्न दाव कहलाता है (चित्र 2.8)। इस वृत्ताकार परिधि के केन्द्र पर दाव निम्नतम होता है। जैसा कि चित्र में दिखाया गया है, वायु-प्रवाह वृत्ताकार पथ पर घड़ी की सुइयों से विपरीत दिशा में होता है। निम्न दाव जब अधिक गम्भीर (deep) और कई समदाव रेखाओं से घिरा होता है, तो अवदाव (डिप्रेशन) कहलाता है।



चित्र (2.8)

बादल, वर्षा, वज्रपात, भूँका, तूफान, हिमपात आदि की घटनाएँ निम्नदाव से ही सम्बन्धित हैं। निम्नदाव जितना ही गम्भीर होगा, मौसम और वायु-प्रवाह उतना ही तीव्र होगा। निम्नतम दाव का सबसे गम्भीर रूप, उष्ण कटिबंधीय चक्रवात (ट्रापिकल साइक्लोन) है, जो सैकड़ों किलोमीटर व्यास का क्षेत्र घेरता है तथा समुद्र और तटीय प्रदेशों में भीषण मौसम उत्पन्न करता है।



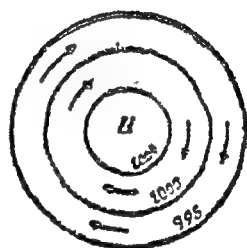
चित्र (2.9)

(3) निम्नदाब की द्रोणिका (Trough of low pressure)

निम्नदाब क्षेत्र के बाहर की उभरती (elongated) समदाब रेखाएँ, प्रायः 'V' की आकृति का क्षेत्र बनाती हैं, (चित्र 2.9)। बिन्दुओं A, B, C और D पर जहाँ रेखाओं में अचानक मोड़ पैदा होता है, दाब अपने दोनों तरफ (जैसे P और Q) की अपेक्षा कम रहता है। यह उभरा क्षेत्र निम्नदाब की द्रोणिका कहलाती है और निम्नतम दाब बिन्दुओं A, B, C और D को मिलाने वाली रेखा द्रोणिका-अक्ष (Axis of trough) कहलाती है।

(4) उच्चदाब या प्रतिचक्रवात (एन्टीसाइक्लोन)

एक अपेक्षाकृत उच्चदाब का क्षेत्र जो वृत्ताकार समदाब रेखाओं से घिरा होता है, उच्चदाब या प्रतिचक्रवात कहलाता है, (चित्र 2.10)। इसमें वृत्ताकार पथ पर हवाएँ घड़ी की सुइयों की दिशा में चलती रहती हैं। दाब, केन्द्र पर उच्चतम होता है।

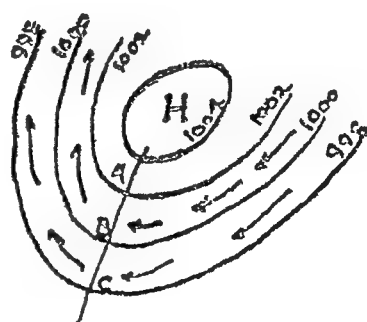


चित्र (2.10)

प्रतिचक्रवात साफ मौसम का प्रतीक होता है। इसमें हवाएँ भी अपेक्षाकृत धीमी चलती हैं और समदाब रेखाओं के बीच की दूरी निम्नदाब की तुलना में प्रायः अधिक होता है।

(5) दाब कटक (Ridge)

निम्नदाब की द्रोणिका की भाँति उच्चदाब में बाहर की उभरती आकृति दाब कटक कहलाती है। दाब कटक में बिन्दु A, B, C और D - L पर वायु-प्रवाह का मोड़ द्रोणिका की भाँति तीखा (Sharp) न होकर प्रायः गोलाकार (rounded) होता है। मोड़ बिन्दुओं A, B और C को मिलाने वाली रेखा दाब कटक की अक्ष कहलाती है।



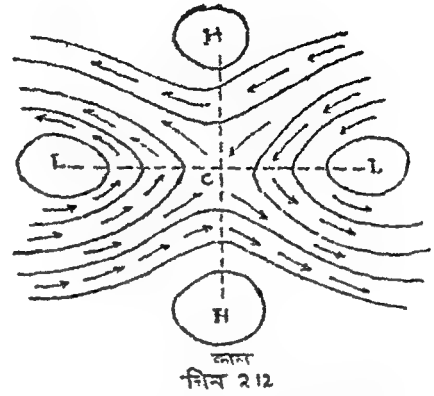
चित्र (2.11)

(6) कॉल (Col)

दो उच्च और दो निम्नदाबों से घिरा क्षेत्र (C) कॉल कहलाता है (चित्र 2.12)। इस क्षेत्र में दाब लगभग समान रहता है। वायु-प्रवाह धीमा और मौसम प्रायः

अनिश्चित सा रहना है। द्रोणिका और कटक के अक्षों का कटान बिन्दु कौत का केन्द्र कहलाता है।

2.62 रामकालीन मौसम चाटों के अध्ययन से यह स्पष्ट हो जाता है कि दाव प्रणालियाँ, स्थान-स्थान पर स्वतः उत्पन्न होती हैं, एक स्थान से दूसरे स्थान तक गतिशील रहती हैं, प्रभावित क्षेत्रों में अपनी विशेषता के अनुसार मौसम पैदा करती हैं, अपनी तीव्रता तथा रूप, समय और स्थान के साथ बदलती



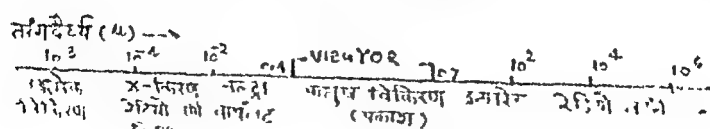
रहती हैं और क्रमशः स्वयं समाप्त हो जाती हैं। दाव प्रणालियों की गति और तीव्रता का अनुमान लगाना ही मौसम पूर्वानुमान की कुंजी है।

वायुमण्डलीय ऊष्मा संतुलन और तापमान (ATMOSPHERIC, HEAT, BALANCE AND TEMPERATURE)

3 10 पृथ्वी और वायुमण्डल की ऊर्जाओं का मूलगोत्र मीरविकिरण ही है। जब हम कोयला, तेल, प्राकृतिक गैस या अन्य ईंधन जलाने हैं, तो वायुमण्डल में हम सूर्य द्वारा एकत्र ऊर्जा का ही उपयोग करते हैं, जो जीन तथा वनस्पतिपदों पर मीरविकिरणों की सैकड़ों साल की प्रक्रिया के फलस्वरूप उत्पन्न होती है। पृथ्वी तो सूर्य द्वारा जितनी ऊष्मा प्राप्त होती है, उसकी तुलना में अन्य नक्षत्रों तथा पृथ्वीय पिण्डों द्वारा प्राप्त विकिरण तथा पृथ्वी के आन्तरिक तहों से आती ऊष्मा का मूल्य नगण्य है।

आकार में पृथ्वी से लाखों गुना बड़ा सूर्य, धधकती गैसों का एक गोला है, जिसका अनुमानित तापमान लगभग 6000° से० है। इसके द्वारा विमानित ऊष्मा का अधिकांश भाग अन्तर्गिक्ष में लो जाता है और बहुत ही थोड़ा-भाग पृथ्वी के वायुमण्डल तक आ पाता है। यही ऊष्मा मौसम-प्रक्रियाओं के लिये ईंधन का काम करती है। सौर विकिरण पृथ्वी पर कुछ तो सूर्य में सीधे आती है, जिसे विकिरण कहते हैं तथा कुछ अन्तर्गिक्ष द्वारा परावर्तित होकर पहुँचती है, जिसे पन्तरिक्ष विकिरण कहते हैं।

3 11. सूर्य द्वारा ऊष्मा तथा प्रकाश का विकिरण विद्युत चुम्बकीय तरंगों के रूप में होता है, जो 186000 मील/सेकण्ड की गति से सीधी रेखा में चलती है। प्रकृति में समान होने हुए भी विकिरण अलग-अलग तरंग दैर्घ्यों (wave length) के कारण कई प्रकार के होते हैं। किसी विकिरण की ऊर्जा, उसकी तरंगदैर्घ्य पर ही निर्भर करती है। साधारणतः कम तरंग दैर्घ्य वाले विकिरण अधिक ऊर्जा रखते हैं। तरंग



चित्र (3-1)

दैर्घ्यों के अनुसार, विभिन्न प्रकार के विकिरणों का आवृत्ति एक सरल रेखा चित्र द्वारा चित्र (3-1) के अनुसार दिखाया जा सकता है—विद्युत चुम्बकीय तरंगों के तरंग दैर्घ्य की सामान्य इकाई μ (मी.) ली जाती है; $1\mu = 10^{-4}$ से.मी.।

0.3. μ से कम तरंग दैर्घ्य के सौर विकिरण पृथ्वी तक माधारणतः नहीं पहुँच पाते। परावैगनी किरणों, अथवा मण्डल तथा स्थिर मण्डल में आयनीकरण प्रक्रिया के लिये प्रयुक्त हो जाती है तथा अतिलघु तरंग व कॉस्मिक किरणों ऊपर से ही अन्यत्र वितरित हो जाती है।

इस प्रकार सौर, विकिरणों द्वारा हमें प्रकाश तथा ताप किरणें प्राप्त होती हैं। प्रकाश किरणें, जो 0.4 से 0.7 μ तक की तरंग दैर्घ्य रखती हैं और आँखों से दिखाई पड़ती हैं, कुल विकिरण का लगभग 45% भाग है। शेष भाग ताप विकिरण का है, जो मुख्यतः (लगभग 46%) पराकसनी किरणें तथा अल्पतः (लगभग 9%) परावैगनी किरणें (0.3 से 0.4 μ) के रूप में पृथ्वी तल पर पहुँचता है। सूर्य द्वारा प्राप्त सभी विकिरणों को साधारणतः एक नाम 'इन्सोलेशन' द्वारा सम्बोधित किया जाता है।

वायुमण्डल में प्रविष्ट होने वाले कुल विकिरण का लगभग एक चौथाई भाग पृथ्वी ग्रहण कर पाती है। यह विकिरण ऊष्मा में परिवर्तित हो जाती है, जिसके कारण पृथ्वी तल में स्वतः विकिरण उत्पन्न करने की क्षमता आ जाती है। कम तापमान के कारण, इस विकिरण में सौर विकिरणों की अपेक्षा, अधिक तरंग दैर्घ्य होती है। पृथ्वी का विकिरण, भू-विकिरण या दीर्घ तरंग विकिरण कहलाता है।

3.12 विकिरण के नियम

विकिरण के सम्बन्ध में प्रतिपादित भौतिकी के अनेक सिद्धान्तों में से दो सामान्य नियम इस प्रकार हैं

(1) स्टीफन का नियम

किसी वस्तु की प्रति इकाई विकिरण की तीव्रता की दर (E), उसके निरपेक्ष तापमान (T) के चतुर्थ घातांक के समानुपाती होती है।

$$\text{अर्थात्} \quad E = \sigma T^4,$$

जहाँ σ स्टीफन का स्थिरांक कहलाता है। इसका मान निम्नांकित है :

$$\sigma = 82 \times 10^{-12} \text{ कैलौरी से मी.}^{-2} \text{ मिनट}^{-1} \text{ अंश}^{-4}$$

$$= 5.7 \times 10^{-5} \text{ अर्ग से मी.}^{-2} \text{ सैकंड}^{-1} \text{ अंश}^{-4}$$

(2) वीन का नियम

किसी वस्तु के तीव्रतम विकिरण का तरंग दैर्घ्य (λ_m), उसके निरपेक्ष तापमान (T) का व्युत्क्रमानुपाती होता है।

$$\text{अतः} \quad \lambda_m = \frac{\omega}{T},$$

जहाँ ω वीन का स्थिरांक कहलाता है।

यदि λ_m 'माइक्रन', तथा T 'अंश केल्विन' में व्यक्त किया जाये, तो

$$\omega = 2940$$

धीन के नियम से स्पष्ट है कि ठण्डी वस्तुओं, विशेषकर दीर्घ-तरंगों का विकिरण करेगी। उदाहरण के लिए,

$$\text{सूर्य के लिए } T = 6000^\circ\text{K (लगभग)}$$

$$\therefore \lambda_m = \frac{2940}{6000} = 0.49\mu$$

λ_m का यह मान वर्ग पट के γ (नीला) और G (हरा) विकिरण से नीचे पड़ता है।

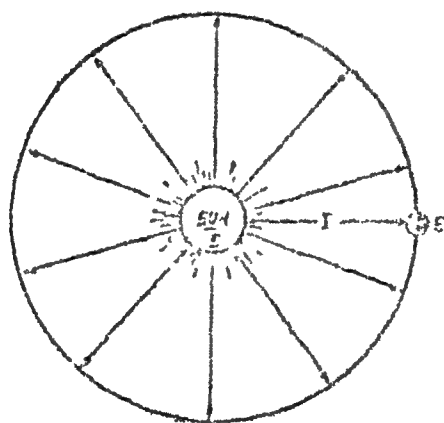
$$\text{पृथ्वी के लिए } T = 288^\circ\text{K (लगभग)}$$

$$\therefore \lambda_m = \frac{2940}{288} = 10.21\mu$$

इस प्रकार, भू-विकिरण की तरंग दैर्घ्य, गौर विकिरण से लगभग 20 गुना है।

3.20 वायुमण्डल के शिखर पर सौर विकिरण

पृथ्वी की सतह पर पहुँचने वाले गौर विकिरण की मात्रा, वायुमण्डल द्वारा अवशोषित हो जाने के कारण, उम मात्रा से कम होती है, जो वायुमण्डल के शिखर पर पड़ती है। शिखर पर एक वर्ग से भी का क्षेत्र इस प्रकार खींचिये कि उनका तल किरणों के लम्बवत् पड़े। इस क्षेत्र को प्रति मिनट मिलने वाली गौर ऊर्जा



चित्र (3.2)

प्राप्त होती है, उसे सौर-स्थिरांक (सोलर कान्स्टेंट) कहते हैं। अनुमानित तापमान और क्षेत्रफल के अनुसार, सूर्य प्रति मिनट 55.44×10^{20} कैलोरी ऊष्मा अंतरिक्ष में विकिरण करता है। पृथ्वी और सूर्य की औसत दूरी $D (= 9.3 \times 10^7 \text{ मीटर या } 1.50 \times 10^{10} \text{ सेमी})$ के बराबर अर्द्ध व्यास का एक वृत्त सूर्य को केन्द्र मानकर खींचिये। यदि सूर्य की ऊष्मा इस वृत्त की परिधि पर समान रूप से पड़ती, माननी

जाये तो वायुमण्डल के इकाई गिग्यर पर प्रति मिनट लम्बवत आने वाली ऊष्मा की मात्रा—

$$S = \frac{5544 \times 10^{20}}{4\pi(15 \times 10^8)^2}$$

$$= 194 \text{ कैलोरी से मी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$$

नोट—अत्याधुनिक गणनाओं के आधार पर, सौर स्थिराक का मान लगभग 2 कैलोरी से मी⁻² मिनट⁻¹ निश्चित किया गया है।

3.21. यदि पृथ्वी का अर्धव्यास $R (= 637 \times 10^8 \text{ से मी})$ हो, तो $\pi R^2 S$ सौर विकिरण वायुमण्डल का शिखर ग्रहण कर पाता है। यहाँ वायुमण्डल की ऊँचाई ($= 10 \text{ कि मी. लगभग}$) अपेक्षाकृत नगण्य होने से छोड़ दी गई है।

इस सूत्र के अनुसार, प्रतिदिन 367×10^{21} कैलोरी सौर ऊष्मा वायुमण्डल के शिखर पर पड़ती है। यह सूर्य द्वारा विसर्जित कुल ऊष्मा का कोई 20 लाखवाँ भाग है।

यदि यह मान लिया जाए कि वायुमण्डल पर पड़ने वाली समस्त ऊष्मा शिखर तल पर समान रूप से वितरित होती है, तो इकाई क्षेत्र को मिलने वाली ऊष्मा,

$$Q = \frac{\pi R^2 S}{4\pi R^2}$$

$$= \frac{S}{4} = 0.5 \text{ कैलोरी/मिनट}$$

$$= 263 \text{ किलो कैलोरी/वर्ष}$$

3.22. पृथ्वी पर पड़ने वाली सौर विकिरण की मात्रा, दृढ़ रूप से स्थिर नहीं रहती। पृथ्वी और सूर्य के बीच की दूरियों में परिवर्तन होने के कारण, S का मान किंचित मात्रा में परिवर्तनशील है। शीत अयनान्त (22 दिसम्बर) के बाद, जब पृथ्वी की सूर्य से दूरी निम्नतम होती है, S का मान सर्वाधिक ($2.01 \text{ कैलोरी सेमी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$) होता है। ग्रीष्म अयनान्त (21 जून) के बाद, जब पृथ्वी सूर्य से अधिकतम दूरी पर होती है, निम्नतम मान $1.88 \text{ कैलोरी}^{-2} \text{ मिनट}^{-1}$ होता है।

3.23 वायुमण्डल के शिखर के किसी स्थान पर पहुँचने वाली सौर ऊष्मा की वास्तविक मात्रा, स्थान के अक्षांश, वर्ष के समय तथा दिन की वास्तविक लम्बाई पर निर्भर करती है। इसकी मात्रा सूत्र द्वारा की जा सकती है

$$Q_s = \frac{1440}{\pi} S \left(\frac{d}{d_0} \right) \left[\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin \theta \right] \text{ कैलोरी सेमी}^{-2}$$

इस सूत्र में

S = गौर दिक्मानक

\overline{d} = पृथ्वी की सूर्य से औसत दूरी

d = पृथ्वी की सूर्य से दूरता (ए. यू.)

H = सूर्यद्वारा से सूर्याशय का कुलित कोण या पक्षी
कोण (यात्रा कोण)

ϕ = स्थान का अक्षांश

δ = तारा जिस के दिने सूर्य का दिक्मान कोण ।

इसका मान मेरिडियन के यात्रियों से प्राप्त किया जा सकता है ।

H का मान ϕ तथा δ के पक्षों से निम्नांकित त्रिकोणमितीय सूत्र द्वारा प्राप्त किया जा सकता है

$$\cos H = -\tan \phi \tan \delta$$

उपर्युक्त सूत्रों द्वारा विभिन्न तारामण्डल पर 20 मार्च, 21 अप्रैल 22 दिसम्बर तथा 21 दिसम्बर के लिए निम्न पर गणना गौर विदिरण की दक्षता (निम्न-इलिमेन्टरी मेटेरोलोजी) की गई है । यदि 20 मार्च की विद्युत् शक्ति पर आधारित विकिरण को उकाई मान लिया जाए, तो ये मानों इस प्रकार होंगे -

तालिका 3-1

दिन/प्रक्षेप	0	20 उ	40 उ	60 उ	90 उ
20 मार्च	1.000	0.940	0.766	0.500	0.000
21 अप्रैल	0.882	1.011	1.107	1.093	1.201
22 दिसम्बर	0.987	0.927	0.956	0.494	0.000
21 दिसम्बर	0.941	0.676	0.307	0.056	0.000

3.30 वायुमण्डल का प्रभाव

जितना गौर विदिरण वायुमण्डल के निम्न पर पड़ता है, उतना ही वायुमण्डल को पार कर पृथ्वी की सतह तक नहीं पहुँच पाता । अतः एक भाग वाद्यों धूल के कणों तथा वायु तन्तुओं से उत्पन्न पर, परावर्तित हो वापस परावर्तित या प्रकीर्ण (scattered) हो जाता है । यह भाग कुल सतही विदिरण का लगभग 32% है । धरती से टकरा कर भी, गौर विदिरण का लगभग 2% उच्च पर से परावर्तित होकर लौट जाता है । ये परावर्तित विदिरण पृथ्वी या वायुमण्डल को कोई ऊष्मा प्रदान नहीं करते ।

परावर्तित तथा कुल आपाती विदिरणों का अनुपात भवतता या फलविशेष कहलाता है । अतःविशेष विभिन्न प्रकार के सतहों के लिए, भवत-प्रमाण होते हैं । उदाहरण के लिए, वाद्यों का फलविशेष सामान्य भूमि के सतहों से 10 गुना से भी अधिक होता है । भारी पृथ्वी तथा वायुमण्डल का सम्मिलित सतहों का लगभग 34% लिया जा सकता है । एट्रिडन (1919) की गणना के अनुसार, इस परावर्तित का मान 43% है, किन्तु यह सत्यता स्वीकार नहीं है । भूगोचरता, गौर तन्तुओं के अनुसार,

वनस्पति व तुपार क्षेत्रों के परिवर्तन के साथ अलविदो के मान में भारी परिवर्तन हुआ करता है। कुछ विभिन्न सतहों के औसत अलविदो इस प्रकार हैं :

मतह — अलविदो (%)

- (i) घासरहित मैदान — 7-20
- (ii) रेगिस्तान — 24-28.
- (iii) घासयुक्त मैदान — 14-37
- (iv) हरे-भरे वन — 3-10
- (v) तुपार या हिम — 46-86
- (vi) नगर — 14-18 %
- (vii) शान्त जल-सतह — 50% जब किरणें 15° के कोण पर गिरती हैं।
— 23% जब आपाती किरणों का कोण 60° से अधिक हो।

विभिन्न प्रकार के वादलों से पूर्ण तथा आच्छन्न दृशा के लिए अलविदो का मान इस प्रकार है :

मेघ प्रकार	अलविदो (%)
स्ट्रेटो कुमुलास	56-81
आल्टोस्ट्रेटस	39-56
घना स्ट्रेटस	78
सिरोस्ट्रेटस	44-50

3.31 परावर्तन और प्रकीर्णन के अतिरिक्त आपाती विकिरण का एक भाग (लगभग 19%) वायुमण्डलीय हवा, मुख्यत ओजोन, कार्बन डाई-ऑक्साइड तथा जलवाष्प द्वारा शोषित कर लिया जाता है। शोषित विकिरण खो नहीं जाता, बल्कि वायुमण्डन को ऊष्मा प्रदान कर, उसका तापमान बढ़ाने में सहायक होता है।

3 40 पृथ्वी का ऊष्मा-सन्तुलन

कुल आपाती सौर विकिरण का कुछ भाग वायुमण्डल तथा पृथ्वी द्वारा परावर्तित व प्रकीर्ण हो जाता है तथा कुछ भाग वायुमण्डल द्वारा अवशोषित होता है। शेष भाग पृथ्वी तल द्वारा शोषित होता है। यदि पृथ्वी तल को उतनी ऊष्मा की प्राप्ति बिना खर्च निरन्तर होती रहती, तो उसका तापमान लगभग 400°C प्रतिवर्ष बढ़ता, जिससे सारी पृथ्वी तुरन्त जलकर भस्म हो गई होती। किन्तु ऐसा नहीं है। उतनी ऊष्मा शोषित करने के बाद पृथ्वी में, श्वेत विकिरण करने की क्षमता पा जाती है। भू-विकिरण, सौर विकिरण की अपेक्षा दीर्घ तरंगों के रूप में होना है।

वायुमण्डल की ऊष्मा का मुख्य स्रोत भू-विकिरण होता है, जिसका अधिकांश भाग वायुमण्डल द्वारा आत्मसात कर लिया जाता है; जबकि सौर विकिरण का एक अल्प भाग ही वायुमण्डल शोषित कर पाता है। यही कारण है कि वायुमण्डल का तापमान ऊँचाई के साथ मानासमान घटता जाता है।

प्रोसत रूप में पृथ्वी का ऊष्मा वज्रट निष्कासित गर्मियों द्वारा प्रसृत किया जा सकता है

मान लीजिए वायुमण्डल के जिनमें पर कुल आपाती विकिरण = 100 इकाई

(1) बादलों द्वारा परावर्तन = 23 इकाई

(2) पृथ्वी तल में परावर्तन = 7 इकाई

(मीना और प्रसरित या उपग्रह)

(3) वायु मण्डल द्वारा प्रसारित परावर्तन तथा

प्रकीर्णन = 96 इकाई

वापस अन्तरिक्ष को कुल परावर्तन व प्रकीर्णन = 36 इकाई

(1) वायुमण्डल द्वारा शोषण = 17 इकाई

(2) बादलों तथा वायुमण्डल में प्रसारित गौर प्रकीर्ण विकिरण का पृथ्वी द्वारा अवशोषण = 16 इकाई

(3) सीधे विकिरण का पृथ्वी द्वारा अवशोषण = 31 इकाई

वायुमण्डल और पृथ्वी का तापमान

बढ़ाने वाली कुल सौर विकिरण = 64 इकाई

3.41 पृथ्वी द्वारा शोषित प्रकीर्ण विकिरण का स्पष्टीकरण

सौर विकिरण, जो बादलों तथा वायु कणों में प्रकीर्ण या प्रसरित हो जाता है, पूरा का पूरा अन्तरिक्ष को वापस नहीं जाता। उसका एक बड़ा भाग पृथ्वी पर भी आता है और शोषित कर लिया जाता है। जैसाकि उपर्युक्त प्राप्ति में स्पष्ट है, उसे सीधे विकिरण की अपेक्षा नगण्य नहीं किया जा सकता। विशेषकर, जब सूर्य निम्न ऊँचाइयों पर चमकता है, तो यह प्रसरित आकाशीय विकिरण (diffused sky radiation), सीधे विकिरण की अपेक्षा अधिक महत्वपूर्ण बन जाता है। मेघाच्छन्न आकाश के दिनों में भी प्रसारित विकिरण, सीधे विकिरण से अधिक गतिमान बन जाता है।

3.42. पृथ्वी तल के दीर्घ तरंग विकिरण के प्रतिरिक्त बादलों की तरह तथा वायुमण्डल के कण भी अन्तरिक्ष को ऊष्मा का विकिरण करते हैं। कुल प्राप्ति तथा बहिर्गामी विकिरण एक अवधि के अन्दर ठीक-ठीक एक दूसरे को समतुल्य कर देते हैं। उन्नी सन्तुलन के कारण, पृथ्वी बहुत गर्म या बहुत ठंडी होने में बन्नी रहती है।

पृथ्वी तल पर वास्तव में निम्न अक्षांशों में सौर ऊष्मा का अधिकतम तथा उच्च अक्षांशों में कम रहता है। इसका कारण यह है कि निम्न अक्षांशों में प्राप्ति की मात्रा ह्रास से अधिक होती है, जबकि उच्च अक्षांशों (38 अंश से परे) में प्राप्ति, ह्रास से कम हो जाती है। कुल वार्षिक सौर विकिरण, विपुलत रेखा पर अधिकतम पड़ता है जो अक्षांशों के साथ घटता जाता है। उष्ण कटिबन्ध में यह ह्रास नगण्य होता है, लेकिन उच्च अक्षांशों में विकिरण का ह्रास तेजी से बढ़ता है और ध्रुवों को, विपुलत रेखीय सौर विकिरण का लगभग चौथाई भाग ही मिल पाता है।

बाहर जाने वाली भू-विकिरण का अक्षांशीय चलन प्रेषाकृत कम रहता है। चित्र (3.1) में स्पष्ट है कि लगभग 38 अंश अक्षांश से नीचे भू-विकिरण की मात्रा,

सौर विकिरण से कम होती है। अतः इन क्षेत्रों में ऊष्मा का लाभ होता है। इससे उच्च अक्षांशों में सौर विकिरण का वक्र, भू-विकिरण रेखा से नीचे आ जाता है और इनमेवापिक ऊष्मा की लगभग उतनी ही हानि होती है जितनी कि निम्न अक्षांशों में लाभ। इस दशा में, निम्न अक्षांशों को गर्म और उच्च अक्षांशों को क्रमशः गर्म और ठंडा होते जाना चाहिए। किन्तु क्षैतिज वायु-प्रवाह तथा महासागरीय धाराओं द्वारा, अतिरिक्त ऊष्मा को उच्च अक्षांशों में स्थानान्तरित किए जाने के कारण, पृथ्वी तल पर ऊष्मा का वार्षिक सन्तुलन स्थापित हो जाता है। क्षैतिज ऊष्मा का स्थानान्तरण दो रूपों में होता है।

1. गुप्त ऊष्मा

जलवाष्प में निहित गुप्त उष्मा उसके प्रवाह के साथ स्थानान्तरित होती रहती है। जल वाष्प के सघनित होने पर यह उष्मा प्रगट हो जाती है।

2. संवेद ऊष्मा

उष्ण वायु राशियों का प्रवाह।

ऊष्मा स्थानान्तरण की तीव्रता अक्षांशों तथा समय के अनुसार परिवर्तनशील रहती है। दोनों गोलार्द्धों में ही 35° से 45° अक्षांशों के बीच के क्षेत्र में सबसे अधिक ऊष्मा-स्थानान्तरण होता है।

ऊष्मा प्रवाह की तीव्रता, मेरिडियनल ताप-प्रवणता की समानुपाती है, अतः शीत गोलार्द्धों में वायु प्रवाह अधिक शक्तिशाली होता है।

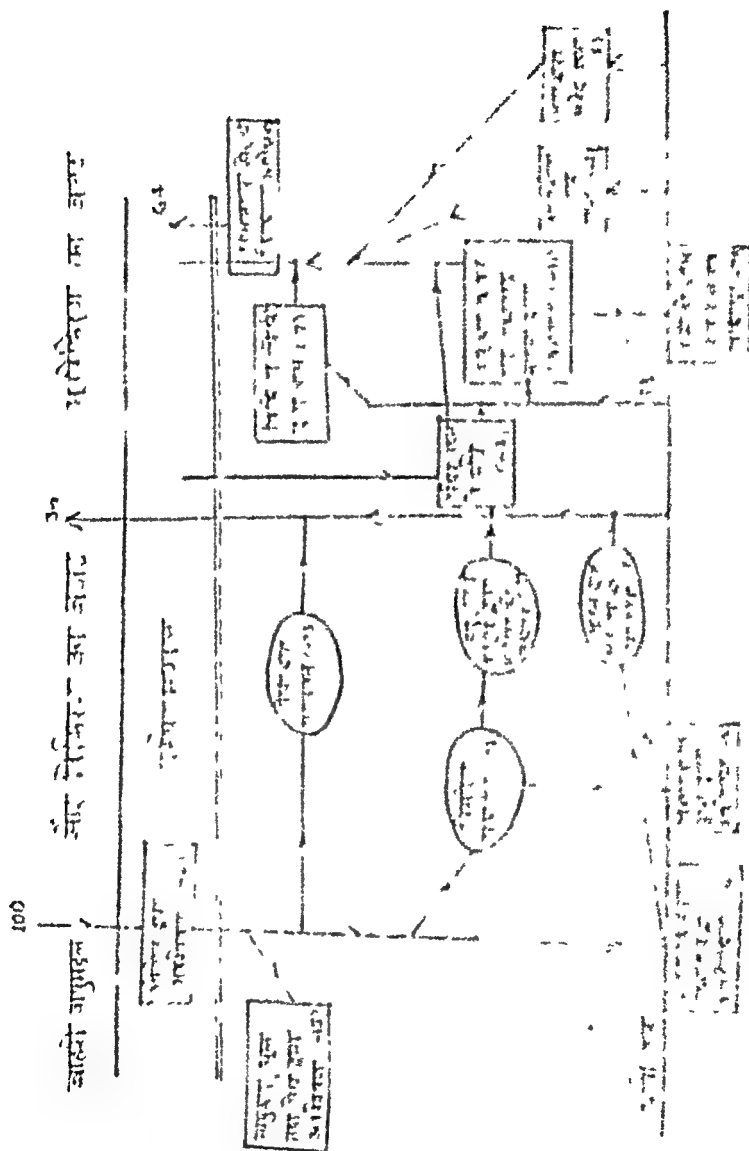
3.43 ऊष्मा सन्तुलन

पृथ्वी और वायुमण्डल का ऊष्मा सन्तुलन सक्षिप्त रूप से चित्र (3.3) द्वारा प्रदर्शित किया जा सकता है। ये आँकड़े बुद्धिको व अन्य द्वारा तैयार किये गए हैं। सरलता के लिए, मान लिया जाए कि कुल अपतित सौर विकिरण 100 इकाई है। भू-विकिरण को यदि 15°C तापमान पर कृष्णिका (black body) विकिरण के बराबर मान लिया जाए, तो यह 98 इकाइयों के तुल्य होता है। किन्तु इसका यह तात्पर्य नहीं कि पृथ्वी तल, प्राप्त ऊष्मा से कम विकिरण करता है। निम्न में दिए गये आँकड़े पूर्ण सन्तुलन स्थापित करते हैं।

$$\begin{aligned} 100 \text{ इकाई} &= 0.5 \text{ कैलोरी सेमी}^{-2} \text{ मिनिट}^{-1} \\ &= 263 \text{ किलो कैलोरी सेमी}^{-2} \text{ वर्ष}^{-1} \end{aligned}$$

भू-विकिरण की 98 इकाइयों में से 91, वायुमण्डल द्वारा शोषित कर ली जाती है तथा शेष 7 इकाई इन तरंग दैर्घ्यों के रूप में वायुमण्डल में खो जाती है, जिनका शोषण नहीं होता। 78 इकाई क्षोभ मण्डल में पुनः विकिरण के रूप में पृथ्वी को लौट आती है तथा 57 इकाई अन्तर्िक्ष में चली जाती है। पृथ्वी से निकली-ऊष्मा की 22 इकाई वाष्पीकरण की गुप्त उष्मा के रूप में तथा 5 इकाई संवेद ऊष्मा के रूप में वायुमण्डल को प्राप्त होती है।

चित्र (३३)



इस प्रकार, 100 इकाई आपतित लघुतरंग विकिरण, 36 इकाई लघु तथा 64 इकाई दीर्घ तरंगों के रूप में अन्तरिक्ष को वापस चली जाती है। बजट-सन्तुलन के आंकड़े इस प्रकार दिए जा सकते हैं—

क्षोभ मण्डल

प्राप्ति (इकाई)	ह्रास (इकाई)
लघु तरंगों से—15	अन्तरिक्ष को—57
दीर्घ तरंगों से—91	पृथ्वी तल को
स्थिर मण्डल से—2	वापसी विकिरण—78
संवहन से—22	
संचालन से—5	
योग - 135	योग - 135

पृथ्वी तल

प्राप्ति (इकाई)	ह्रास (इकाई)
लघु तरंगों से—47	वायुमण्डल को दीर्घ तरंगों में—98
दीर्घ तरंगों से—78	वायुमण्डल को संवहन से—22
	वायुमण्डल को संचालन से—5
योग : 125	योग 125

3.50 सौर विकिरण का चलन

पृथ्वी तल के किसी स्थान पर, किसी दिन अपतित कुल विकिरण, (1) सौर स्थिरांक (2) मेघाच्छन्नता व वायु प्रदूषण (3) जमीन का ढाल (4) सूर्योदय से सूर्यास्त के बीच की अवधि, पर निर्भर करता है।

जैसाकि ऊपर स्पष्ट किया जा चुका है, सौर स्थिरांक का मान सूर्य में निकली, ऊष्मा और पृथ्वी व सूर्य के बीच की दूरी पर निर्भर करता है तथा इसमें स्थान और समय के साथ बहुत ही थोड़ा चलन होता है; अतः प्रायोगिक रूप से महत्त्वपूर्ण नहीं है।

वादल तथा धूल, वाष्प आदि प्रदूषक तत्वों की उपस्थिति में पृथ्वी पर सीधी आने वाली किरणों की मात्रा बहुत कम हो जाती है क्योंकि ये तत्त्व स्वतः किरणों के शोषण, परावर्तन तथा प्रकीर्णन की क्षमता रखते हैं। उच्च अक्षांशों में सूर्य की कोणिक ऊँचाई कम होने में, किरणों को तिर्यक रूप से वायुमण्डल में अपेक्षाकृत अधिक दूरी तय करनी पड़ती है। अतः वादल तथा प्रदूषक तत्वों द्वारा सीधे विकिरण का ह्रास उच्च अक्षांशों में अधिक होता है। सर्दियों में सूर्य की ऊँचाई और कम होने के कारण यह प्रभाव और महत्त्वपूर्ण हो जाता है।

स्थानीय दोपहर को, जब सूर्य का उन्नतांश अधिकतम होता है, सबसे अधिक विकिरण प्राप्त होता है। उन्नतांश सुबह और शाम के समय कम होने लगता है। उसी अनुपात में दोपहर के पहले और बाद में विकिरण की मात्रा भी घटती जाती है। सूर्य का स्थानीय उन्नतांश ऋतुओं के साथ भी परिवर्तित होता है।

शीशे के गोले द्वारा सूर्य की किरणों को केन्द्रित करते हैं। सूर्य के स्थानान्तरण के साथ, कार्ड पर जलने की एक रेखा खिचती जाती है। जलन रेखा की लम्बाई मौसम-प्रकाश की अवधि के समानुपाती होगी।

मेघाच्छन्नता की अवधि भी जलन रेखाओं के बीच-बीच में खण्डित भाग के आधार पर ज्ञात की जा सकती है।

मौसम विकिरण नापने वाला यंत्र पाइर हीलियोमीटर कहलाता है, जो विद्युत ऊष्मा (thermo electric) के सिद्धान्त पर कार्य करता है। इसका विस्तृत विवरण प्रस्तुत पुस्तक के विषय क्षेत्र में बाहर है।

3.60 तापमान

किसी स्थान पर भूमि तल और उसमें संलग्न वायुमण्डल का तापमान आगत सौर विकिरण व वहिगत भूविकिरण के अन्तर, क्षैतिज वायु प्रवाह तथा सतह की प्रकृति पर निर्भर करता है।

स्थानीय दोपहर को, जब सूर्य का उन्नतांश सर्वाधिक होता है, आगत विकिरणों की तीव्रता उच्चतम होती है। उन्नतांश में अक्षांशीय तथा मौसमी परिवर्तन भी होते हैं, जैसे ग्रीष्म गोलार्द्ध में उन्नतांश सर्दियों की अपेक्षा अधिक होता है। उन्नतांश ऊष्ण कटिबन्धों में शेष भागों की अपेक्षा अधिक होता है, क्योंकि सूर्य का वार्षिक स्थानान्तरण कर्क (23½° उ) से मकर (23½° द) रेखा के बीच में ही होता है। इन अक्षांशों के बीच प्रत्येक स्थान पर सूर्य दो बार सीधा चमककर वार्षिक सौर विकिरण का दोहरा उच्चतम स्थापित करता है। उच्च अक्षांशों में उन्नतांश घटता जाता है। तापमान चलन मुख्यतः उन्नतांशों के ही समानुपाती होता है। अतः अक्षांशों के साथ घटता जाता है।

वहिगामी विकिरण पृथ्वी के तापमान के समानुपाती होने के कारण, यद्यपि दिन में ही अधिक होता है किन्तु इसका शीतलन प्रभाव रात्रि में ही प्रभावशाली हो पाता है, जब सौर विकिरण अनुपस्थित रहता है। वहिगत दीर्घ तरंग विकिरण का अधिकांश भाग वादलों व वायुमण्डल द्वारा शोषित होकर पृथ्वी की ओर पुनः विकिरण द्वारा लौट आता है। यह विकिरण निम्न वायु तहों का तापमान बढ़ाने में सहायक होता है। यही कारण है मेघाच्छन्न रात्रि, साफ आसमान वाली रात्रि से अधिक गर्म होती है। ठंडे प्रदेशों में वनस्पतियों को आवश्यक ऊष्मा प्रदान करने के लिए चारों ओर से शीशे की दीवारों द्वारा ढक देते हैं, जिसे ग्रीन हाउस कहते हैं। ये दीवारें लघु तरंगीय सौर विकिरणों को अन्दर जाने देती हैं, पर वहिगत दीर्घ तरंगीय ऊष्मा को बाहर जाने से रोक देती हैं। इस प्रकार वनस्पतियों के विकास के लिए आवश्यक ऊष्मा उपलब्ध हो जाती है। आकाश में छाए वादल ग्रीन हाउस जैसा प्रभाव ही प्रस्तुत करते हैं।

प्राप्त ऊष्मा बराबर होने पर भी, विशिष्ट ताप की विभिन्नता के कारण, सतहों के तापमान में वृद्धि अलग-अलग पायी जाती है। जल का विशिष्ट ताप सर्वाधिक होने के कारण तापमान वृद्धि सबसे कम होती है।

रात्रि को ऊष्मा-ह्रास के समय जल का तापमान ह्रास भी इसी कारण सबसे कम होता है। विणिष्ट ताप के अतिरिक्त, जल का तापमान कम घटने और कम बढ़ने का मुख्य कारण यह भी है कि जल में किरणों अधिक गहराई तक लगभग 10 मीटर प्रवेश करती हैं, जिससे ऊष्मा का वितरण अधिक जल राशि में होना पड़ता है।

3.70 वायु तापमान का माप

मौसम वैधशालाओं में तापमान-प्रेक्षणों के लिए भूमि तल में लगभग 4 फुट ऊपर की हवा का तापमान मानक रूप से मान लिया गया है। इसके लिए लकड़ी के एक बक्स में, जिसे "स्टीवेन्सन स्क्रीन" कहते हैं, 4 तापमापी (थर्मामीटर) रये जाते हैं। बक्स लकड़ी के चार पैरो पर लगभग 4 फुट ऊँचाई पर स्थित किया जाता है। उस बक्स में इस प्रकार मुड़ी हुई खिड़कियाँ कटी होती हैं कि थर्मामीटर बाहरी वायु के सम्पर्क में तो रहते हैं, लेकिन सूर्य की किरणों अन्दर नहीं जा पाती हैं। बक्स गोलाने पर भी सूर्य की किरणों तापमापियों पर न पड़े, इसके लिए उत्तरी गोलार्द्धों की सभी वैधशालाओं में स्क्रीन का मुँह ठीक उत्तर की ओर रखते हैं तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में दक्षिण की ओर। स्टीवेन्सन स्क्रीन और इसमें रये गए ताप-मापियों का विवेक विवरण अध्याय 7 में दिया गया है।

3.71 चारों तापमापियों का संक्षिप्त परिचय इस प्रकार है

(1) उच्चतम तापमापी

यह एक पारद-तापमापी होता है, जो दिन का उच्चतम तापमान बतलाता है। इसकी बनावट बहुत कुछ डॉक्टरी तापमापी से मिलती है। बल्ब के पास नली अन्दर से इस प्रकार सँकरी कर दी जाती है कि तापमान घटने पर सँकरे भाग के बाढ़ वाला पारा नीचे नहीं आ पाता, जबकि तापमान बढ़ने पर वह आगे बढ़ने के लिए स्वतन्त्र होता है। इस प्रकार, यह दिन का उच्चतम तापमान पढ़ता है।

उच्चतम तापमापी स्क्रीन में क्षैतिज अवस्था में इस प्रकार रखा जाता है कि इसका बल्ब दूसरी सिरों में लगभग 3 मिलीमीटर नीचे रहे। इसमें पारद स्तम्भ के, गुस्त्व के कारण बढ़ जाने की सम्भावना नहीं रह जाती।

(2) निम्नतम तापमापी

यह निम्नतम तापमान नापने के काम में आता है और इसमें पारे की जगह साधारणतः अल्कोहल का प्रयोग किया जाता है। इसका मुख्य कारण यह है कि अल्कोहल का हिमांक पारे से बहुत कम है, अतः यह उन स्थानों पर भी प्रयोग में लाया जा सकता है, जहाँ तापमान हिमांक से बहुत नीचे पाया जाता है।

यह तापमापी पूर्णतः क्षैतिज अवस्था में रखा जाता है। अल्कोहल के धागे में काले शीशे का एक सूचक छोड़ दिया जाता है। तापमान घटने पर अल्कोहल का सिरा जलीय तनाव (surface tension) के कारण, सूचक को बल्ब की ओर खींच लाता है, किन्तु तापमान बढ़ने पर अल्कोहल, सूचक और नली के बीच से आगे गुजर

जाता है और सूचक में कोई गति नहीं हो पाती। इस प्रकार, सूचक निम्नतम तापमान ही रिकार्ड कर पाता है।

(3) शुष्क बल्व तापमापी

यह सामान्यतः सेन्टीग्रेड पैमाने वाला साधारण पारदर्शक तापमापी होता है, जिसे स्टीवेन्सन स्क्रीन में ऊर्ध्वाधर रखते हैं। यह स्क्रीन के स्तर की वायु का तात्कालिक तापमान पढ़ता है।

(4) नम-बल्व तापमापी

वायुमण्डल में जल का वाष्पीकरण करने से वायु का तापमान घटता है क्योंकि वाष्पीकरण के लिए ऊष्मा वायुमण्डल द्वारा ही ग्रहण की जाती है। वायुमण्डल में जल को वाष्पीकृत करने से जितना निम्नतम तापमान प्राप्त किया जा सकता है, उसे नम-बल्व तापमान कहते हैं। यह तापमान इस बात पर निर्भर करता है कि वायुमण्डल की वर्तमान आर्द्रता कितनी है। अतः नम-बल्व तापमान, आर्द्रता के एक माप के रूप में व्यक्त किया जा सकता है।

नम बल्व तापमान इस तापमापी द्वारा नापा जाता है। नम-बल्व तापमापी शुष्क बल्व की ही तरह होता है, किन्तु इसके बल्व पर एक पतले मस्लिन (एक तरह का कपड़ा) की पर्त लपेट देते हैं। मस्लिन को चार सूती मोटे धागों से बांध देते हैं, और धागों के दूसरे सिरे आसवित (डिस्टिल्ड) जल के बरतन में डुबो देते हैं। इसमें धागों के सहारे जल चढ़ कर मस्लिन से लिपटे बल्व को नम रखता है। वाष्पीकरण होने पर इस मस्लिन और बल्व का तापमान गिरता है, क्योंकि भीगे हुए मस्लिन से वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा निकाल ली जाती है। इस प्रकार यह तापमापी नम बल्व तापमान रिकार्ड करता है।

3.72 वायु तापमान के लगातार और स्वयं मापन के लिए थर्मोग्राफ नामक यन्त्र उपयोग में लाया जाता है जिसका विवरण अध्याय 7 में दिया गया है।

3.73 आस निम्नतम तापमापी

यह तापमापी भूतल के बहुत निकट (कुछ सेन्टीमीटर) का निम्नतम तापमान मापता है। कृषि विज्ञान के लिए यह तापमान बहुत महत्वपूर्ण है। बादल रहित रात्रि में भूतल का तापमान विकिरण द्वारा बहुत गिर जाता है। भूतल के आसपास का निम्नतम तापमान, स्क्रीन स्तर के निम्नतम से साधारणतः लगभग $4-5^{\circ}\text{C}$ कम पाया जाता है।

यह निम्नतम तापमापी की भाँति साधारण अल्कोहल तापमापी ही होता है और खुले आसमान में Y के आकार की लकड़ी की खूंटियों पर इस प्रकार रखा जाता है कि इसका बल्व छाँटी गई घास के ऊपरी सतह को छूता रहे है। सर्दियों में जब फसलों को पाला मारने की आशंका उत्पन्न हो जाए, तो इस तापमान का प्रेक्षण रखना विशेष महत्वपूर्ण हो जाता है।

3.74 इकाई

मौसम वैज्ञानिक कार्यों के लिए भारत में सेण्टीग्रेड पैमाने को मानक रूप में स्वीकार कर लिया गया है। इस इकाई को इस पैमाने के आविष्कारक के नाम पर सेल्सियस के नाम में भी जाना जाता है, बल्कि अब 'सेण्टीग्रेड' के स्थान पर भारत मौसम विभाग 'सेल्सियस' के प्रयोग को ही अधिक प्रोत्साहन देता है।

फारेनहाइट पैमाना भी कुछ देशों में तापमान मापन के लिए प्रयुक्त किया जाता है, जिसमें हिमांक 32°F तथा क्वथनांक 212°F होता है। सेल्सियस (C) और फारेनहाइट (F) का आपसी सम्बन्ध निम्न निम्न समीकरण द्वारा बताया जा सकता है।

$$\frac{C}{5} = \frac{F - 32}{9}$$

3.75 निरपेक्ष इकाई

किसी वस्तु से ऊष्मा निकाल लेने से उसकी आन्तरिक शक्ति कम हो जाती है, जिससे तापमान घट जाता है। लेकिन ऊष्मा निकालने की भी एक सीमा होगी। सैद्धांतिक रूप से ज्ञात किया गया है कि 273 के तापमान पर सभी वस्तुओं की आन्तरिक शक्ति शून्य हो जाती है और दशा में उसमें किंचित मात्र भी निकाल लेना सम्भव नहीं। इस स्थिति को निरपेक्ष शून्य कहते हैं। निरपेक्ष शून्य से कम तापमान नहीं पाया जा सकता।

निरपेक्ष शून्य का मूलचिह्न मानकर, तापमान के लिए जा सेल्सियस पैमाना तैयार किया जा सकता है, उस निरपेक्ष पैमाना या सम्बन्धित वैज्ञानिक के नाम पर केल्विन पैमाना या (K) कहते हैं। स्पष्ट है कि $0^{\circ}\text{K} = 273^{\circ}\text{C}$

$$\text{अतः} \quad K = 273 + C$$

3.80 दैनिक तापमान—निम्नतम

भूमितल के आसपास का तापमान सूर्योदय के ठीक पहले निम्नतम होता है। इसका कारण यह है कि रात्रि में दीर्घ तरंग विकिरण के रूप में ऊष्मा गंते रहने से, भूमितल का तापमान सूर्योदय तक निरंतर घटता रहता है। सूर्योदय होने ही मीर विकिरण की प्राप्ति के कारण, भू-तल के तापमान में बढ़ने की प्रवृत्ति आ जाती है।

चूंकि हवा ऊष्मा का बहुत ही क्षीण संचालक है, अतः भू-तल में केवल कुछ सेण्टीमीटर ऊँची वायु की तह ही भूमितल की ऊष्मा संचालित कर पाती है, यह ऊष्मा भी विकिरण द्वारा गंती जाती है। इस प्रकार रास निम्नतम तापमान सूर्योदय के ठीक पहले स्थापित हो जाता है।

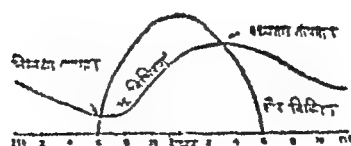
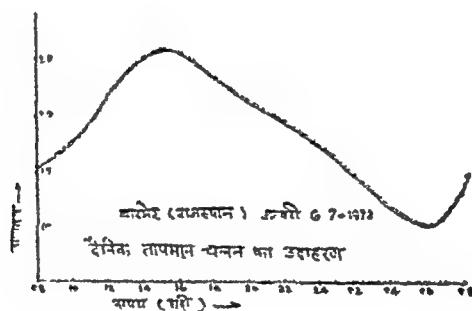
3.81/लेकिन स्टीवेन्सन स्क्रीन स्तर का तापमान सूर्योदय के कुछ मिनट बाद निम्नतम हो पाता है। इसका कारण यह है कि क्षीण संचालक होने के कारण, इस स्तर की हवा का तापमान सूर्योदय के समय निचली वायु तहों की अपेक्षा अधिक

होता है। मूर्योदय होने पर समानान्तर किरणें, वायु की स्थिरता भंग कर देती हैं। वायु तहों में घुल-घुलें उत्पन्न होकर हलचल उत्पन्न कर देते हैं, जिससे भूमितल से लेकर कुछ ऊँचाई तक की वायुपट्टें एक-दूसरे से घुल मिल जाती हैं। इस प्रक्रिया से कुछ ऊँचाई तक की वायुपट्टों का तापमान सम हो जाता है। स्पष्ट है कि नीचे की अधिक ठंडी वायु के मिश्रण के कारण, स्क्रिन स्तर की वायु का तापमान कुछ गिर जाता है। इस प्रकार, मूर्योदय के कुछ मिनट बाद तक स्क्रिन का तापमान गिरता रहता है।

3.82 दैनिक तापमान—उच्चतम

किसी स्थान के स्थानीय दोपहर को सूर्य का उन्नतांश अधिकतम होता है और इसी समय, उस स्थान पर सर्वाधिक सौर विकिरण प्राप्त होता है। लेकिन उच्चतम तापमान दोपहर के दो-तीन घण्टे बाद स्थापित होता है। इसका कारण निम्नांकित है।

यद्यपि दोपहर के बाद सूर्य द्वारा प्राप्त ऊष्मा की मात्रा घटनी आरम्भ हो जाती है तथापि यह मात्रा वर्हिगत भू-विकिरण की मात्रा से जवतक अधिक रहती है, पृथ्वी तल को कुछ न कुछ ऊष्मा-लाभ होता रहता है, जिससे तापमान बढ़ते रहना स्वभाविक है। तापमान उच्चतम उस समय हो सकता है, जब आगत सौर विकिरण और वर्हिगत भू-विकिरण एक-दूसरे के ठीक-ठीक बराबर हो जाए। यह सन्तुलन दोपहर के दो-तीन घण्टे बाद ही स्थापित हो पाता है। इसके बाद भू-विकिरण-सौर विकिरणों पर भारी पड़ने लगता है तथा तापमान घटना आरम्भ हो जाता है। चित्र (3.5) देखिए।



चित्र (3.5)

3.83 दैनिक तापमान चलन

दैनिक निम्नतम और उच्चतम तापमानों के समय के आधार पर, तापमान के दैनिक चलन की रूपरेखा स्पष्ट हो जाती है। यह समय सममित नहीं है, अर्थात्

निम्नतम से उच्चतम तक पहुँचने का समय सूर्योदय से दोहपर के बाद तक (7-8 घण्टे) का है जबकि शेष समय (16-17 घण्टे) तापमान घटता रहता है।

दैनिक उच्चतम और निम्नतम का अन्तर, दैनिक तापमान परिसर (रेन्ज) कहलाता है। किसी स्थान पर दैनिक तापमान परिसर का मान मेघाच्छन्नता, वायुमण्डल की स्थिरता, तथा पृथ्वी तल की प्रकृति पर मुख्य रूप से निर्भर करता है। इन तत्वों का विशेष विवरण अध्याय 13 में किया गया है।

3.84 क्षोभमण्डल में ह्रास दर

जैसा कि पहले कहा जा चुका है, वायुमण्डल मुख्य रूप से पृथ्वी के दीर्घ तरंग विकिरण द्वारा ऊष्मा ग्रहण करता है, न कि लघु तरंग सौर विकिरण से। अतः तापमान क्षोभमण्डल में ऊँचाई के साथ घटता जाता है।

ह्रास दर क्षोभमण्डल में विभिन्न अक्षांशों तथा ऋतुओं में 5 से 6°C प्रति कि.मी. के बीच पायी जाती है, जो क्षोभमण्डल के पास कुछ अधिक तीव्र हो जाती है। विभिन्न ऊँचाईयों और अक्षांशों पर उत्तरी गोलार्द्ध के ह्रास दर के ग्लोबल वार्षिक औसत तालिका (3.4) में दिए गए हैं।

तालिका (3.4)
ह्रास दर (°C/कि.मी.)

ऊँचाई (मिलीवार)		800-	700-	500-	300
स्थिति		700	500	300	200
अक्षांश	देशान्तर				
0 उ	20 पू	6.1	5.7	7.3	7.3
20 उ	20 पू	7.1	5.7	7.6	7.6
20 उ	90 पू	6.5	5.6	7.4	6.2
20 उ	170 पू	3.0	5.7	7.7	7.1
45 उ	20 पू	4.4	5.8	7.5	2.3
45 उ	90 पू	5.0	6.1	7.6	2.6
50 उ	170 पू	5.7	5.7	5.8	0.7
70 उ	20 पू	6.0	5.9	6.6	1.4
70 उ	90 पू	3.0	4.7	6.2	1.5
70 उ	170 पू	3.2	4.9	5.0	0.7

3.85 अत्यधिक ऊँचाईयों पर तापमान की धारणा

कोई गैस बहुत अधिक मर्यादा में अणुओं से मिलकर बनी होती है। ये अणु तीव्र गति से चलते रहते हैं। गैस को यदि ऊष्मा प्रदान की जाय, तो अणुओं की गति और तीव्र हो जाती है। यदि गैस से कुछ ऊष्मा निकाल ली जाए, तो अणुओं की गति कम हो जाती है।

यदि गैसीय अणुओं का औसत वेग v हो, तो उसका तापमान (T), v^2 के, समानुपाती होता है।

हवा में रखे गए तापमापी के बल्ब पर वायु अणुओं के संघट्टन में ऊष्मा उत्पन्न होती है, जिसकी मात्रा अणुओं की गति पर निर्भर करती है। इस तरह बल्ब तापमान ग्रहण करने और नापने में समर्थ हो पाता है। किन्तु अत्यधिक वायु ऊँचाइयों पर (100 कि.मी. से ऊपर) वायुकण बहुत ही विरल हो जाते हैं, जिससे अणुओं के बीच की दूरी (मीन फ्री पाथ) बहुत बढ़ जाती है। समुद्र तल पर यह दूरी 10^{-5} से.मी. के क्रम की होती है, जबकि 50 कि.मी. पर 10^{-2} से.मी., 100 कि.मी. पर 1 से.मी. तथा 400 कि.मी. पर 10^1 से.मी. के क्रम की हो जाती है।

अतः 100 कि.मी. में अधिक ऊँचाई पर यदि माधारण तापमापी रखा जाए, तो अणुओं के बल्ब में संघट्टन की सम्भावना बहुत कम रह जाएगी। अतः तापमापी वास्तविक वायु का तापमान ग्रहण नहीं कर सकेगा। इस दशा में तापमापी का बल्ब इतना बड़ा बनाया जाना चाहिए कि कुछ समय में अणुओं की औसत संख्या संघट्टित हो जाए ताकि निश्चित समय के बाद बल्ब ग्रामपास की हवा का तापमान औसत रूप में प्राप्त कर सके। अतः स्पष्ट है कि इन ऊँचाइयों पर तापमापियों द्वारा तापमान ज्ञात करना प्रायोगिक नहीं है। यहाँ तापमान की केवल 'गतिज ऊर्जा धारणा' का महत्त्व शेष रह जाता है। 100 कि.मी. में अधिक ऊँचाइयों पर तापमान ज्ञात करने की कुछ सैद्धान्तिक विधियाँ इस प्रकार हैं :

1. अरोरा वायु दीप्ति का स्पेक्ट्रोस्कोपिक प्रेक्षण
2. अयनमण्डलीय तत्त्वों पर तापमान की निर्भरता
3. वायुमण्डलीय अवयवों में विकिरण सन्तुलन के सिद्धान्त।

3.90 मौसम और हमारा शरीर

मनुष्य का स्वास्थ्य, शारीरिक शक्ति और याराम पर मौसम एवं जलवायु का जितना प्रभाव पड़ता है, उतना वातावरण के अन्य तत्त्वों का नहीं। यहाँ तक कि शरीर की बनावट तथा रूप-रंग भी जलवायु की विभिन्नता के अनुसार, अलग-अलग पाए जाते हैं। मौसम का परिवर्तन हमारी शारीरिक प्रक्रियाओं तथा मानसिक अवस्थाओं को भी प्रभावित करता है, जिसके कारण भोजन, रहन-सहन तथा वस्त्रों में तदनुसार परिवर्तन स्वाभाविक है। कुछ बीमारियाँ भी मौसमी परिवर्तन के कारण ही उत्पन्न होती हैं।

विभिन्न मौसमी दशाओं का असर हर मनुष्य पर समान नहीं होता। यह उसके विगत जलवायु के अनुभव, उम्र, शारीरिक अवस्था, खान-पान तथा रहन-सहन पर निर्भर करता है। प्रभाव के दृष्टिकोण में तापमान, धूप और आर्द्रता सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्त्व हैं।

3.91 शारीरिक ऊष्मा का संतुलन

शारीरिक ऊष्मा ह्रास के स्रोत निर्मांकित हैं :

1. त्वचा पृष्ठ द्वारा वाष्पीकरण,
2. श्वसन तंत्रों द्वारा वाष्पीकरण,

3. शरीर के सम्पर्क में आने वाली हवा द्वारा ऊष्मा का संचालन द्वारा,
4. विकिरण द्वारा शारीरिक ऊष्मा का ह्रास,
5. शरीर के सम्पर्क में आने वाली वस्तुओं का संचालन द्वारा ऊष्मा ह्रास,
6. फेफड़ों में ली गई ठण्डी हवा ।

इन ह्रासों के सन्तुलन के लिए शरीर, भेटाबोलिक प्रक्रियाओं द्वारा ऊष्मा को प्राप्त करता है जो भोजन तत्त्वों के पचने में निकलती है । इसके अतिरिक्त सूर्य तथा भू-विकिरणों के अवशोषण में भी शरीर को ऊष्मा मिलती है । प्राप्ति तथा ह्रास में सामंजस्य स्वतः कुछ इस प्रकार निर्धारित हो जाता है कि शरीर अपना सामान्य तापमान (लगभग 98°F) कायम करने में समर्थ रहना है । जल्दी चमड़ी श्वेत चमड़ी की अपेक्षा डेढ़ गुनी अधिक ऊष्मा शोषित करती है । यही कारण है कि धूप में रहने पर काले लोग, श्वेत लोगों की अपेक्षा त्वचा तापमान में अधिक वृद्धि दर्शाते हैं । संवेद तापमान, अर्थात् जो तापमान हमारा शरीर अनुभव करता है, वह थर्मामीटर द्वारा नापे गए, वायु तापमान से भिन्न होता है । संवेद तापमान इस बात पर निर्भर करता है कि शरीर से कितनी ऊष्मा संचालन, संचालन या विकिरण द्वारा हटाई जा रही है तथा त्वचा की सतह और श्वसन में कितना वाष्पीकरण हो रहा है । दूसरे शब्दों में, वायुगति तथा वायुमण्डलीय आर्द्रता पर संवेद तापमान निर्भर करता है । इन तत्त्वों के समान होने पर भी संवेद तापमान हर व्यक्ति में अलग-अलग पाया जाता है ।

गर्मियों में जब आर्द्रता कम होती है, तो शरीर गीनलता अनुभव करता है क्योंकि वाष्पीकरण ज्यादा होने में संवेद तापमान कम हो जाता है और जब आर्द्रता अधिक हो जाती है, तो और अधिक गर्मी लगने लगती है जिसे हम ऊबस कहते हैं ।

लेकिन सर्दियों में अधिक आर्द्रता संवेद तापमान को और घटा देती है क्योंकि इन दिनों शरीर से ऊष्मा का हटाव मुख्य रूप से संचालन और संचालन द्वारा होता है, न कि वाष्पीकरण से । अधिक आर्द्रता वायुगति से मिलकर संचालन की दर बढ़ा देती है, जिससे शरीर ज्यादा ठंडक महसूस करने लगता है । इस ताप ह्रास को गर्म कपड़ों द्वारा रोक दिया जाता है ।

वायुवेग बढ़ने से हर मीसम में संवेद ताप घटता है । किन्तु जब वायु का तापमान शरीर के तापमान से बढ़ जाय, तो वायु वेग शरीर को और गर्म करेगा अर्थात् संवेद ताप बढ़ जाएगा ।

व्यक्तिगत कारणों के समावेश के कारण, संवेद तापमान को किसी यन्त्र द्वारा नापना लगभग असम्भव है ।

3.92 आनन्ददायक वायुमण्डल—

सामान्य तापमान पर 30 से 70% तक की आर्द्रता साधारणतः आरामदेह होती है । शान्त वायुमण्डल में तापमान और आर्द्रता के संयुक्त प्रभाव पर शारीरिक आराम निर्भर करता है । 20% पर लगभग 85% या इससे अधिक की सापेक्ष

आर्द्रता ऊमस पैदा कर देगी। 25°C पर 60% तथा 30°C पर 44% की आर्द्रता ऊमस उत्पन्न करने के लिए पर्याप्त है। किन्तु यदि वायुगति तेज होगी, तो अधिक तापमान या आर्द्रता भी, त्वचा से वाष्पीकरण की दर बढ़ाकर ठंडक पैदा कर सकती है, जिसमें हम आराम का अनुभव करते हैं। एक अनुमान के अनुसार, वायुमण्डल की सबसे आरामदेह स्थिति तब होती है, जब तापमान 15 से 25°C के बीच तथा मापेक्ष आर्द्रता 40 से 70% के बीच हो।

हमारे शरीर का तापमान वर्ष भर लगभग स्थिर रहता है। विभिन्न ऋतुओं में 1°C से भी कम तापमान परिवर्तन रिकार्ड किया जाता है। जब त्वचा का तापमान अधिक होता है, तो पसीना आता है जिसके वाष्पीकरण से त्वचा ठंडक प्राप्त करती है और तापमान को बढ़ने से रोकती है। इसके अलावा परिश्रम, भावुकता तथा भय आदि में भी खून का प्रवाह बढ़ जाता है, जिससे पसीना छूटने लगता है। भावुकता और भय से निकले पसीने शरीर पर हानिकारक असर डालते हैं क्योंकि इनसे शरीर के किसी भाग से आवश्यक ऊष्मा का ह्रास हो जाना है।

3.93 वस्त्र और मौसम

कपड़ा क्यों पहनते हैं? इसके जवाब के कई पहलू हैं। सांस्कृतिक दृष्टिकोण से कपड़े सजावट, फैशन, रीति-रिवाज, प्रतिष्ठा आदि के लिए पहना जाता है। आघात और चोट में बचने के लिए भी कपड़े पहने जाते हैं। जलवायु के दृष्टिकोण से धूप, वर्षा तथा अधिक व कम तापमान से सुरक्षा के लिए कपड़े पहनने आवश्यक हैं। अधिकतर कपड़ों के प्रकार और डिजाइन का चुनाव जलवायु पर निर्भर करता है।

कपड़े और शरीर के बीच फंसी हवा, बाहरी वायु की शीनलता के लिए अवरोधक का कार्य करती है और शरीर को ठंड से बचाती है। इस कार्य के लिए हाथ से बुने ढीले ऊनी कपड़े ज्यादा उपयुक्त होते हैं। वायुप्रवाह इन फंसी हुई वायु-पतों को अस्थिर करके उनकी अवरोधता कम कर देते हैं। कुछ सर्द देशों में विद्युत प्रवाह युक्त गर्म सूट के प्रयोग किए गए हैं। लेकिन ये सूट उन लोगों के लिए कारगर नहीं हो सकेंगे, जो इन्हें पहन कर काम-काज में लगेंगे।

गर्मियों में हल्के रंग के कपड़े उपयुक्त होंगे, जो सूर्य की सीधी किरणों से रोक सकते हैं और शरीर की ऊष्मा के मुलभ स्थानान्तरण के लिए माध्यम भी बन सकते हैं। गर्मियों में कोट, टाई वगैरह पहनना जलवायु के दृष्टिकोण से उपयुक्त नहीं है।

बरसात के दिनों में खर तेलयुक्त धागों के वाटर प्रूफ कपड़ों में यह नुकसान है कि वे शरीर की आर्द्रता बाहर नहीं जाने देते, जिसमें ऊमस महसूस होती है।

3.94 मौसम और स्वास्थ्य

मौसम का परिवर्तन स्वास्थ्य पर भी असर डालता है। तापमान की अधिकता से ताप तरंगें और नू उत्पन्न होती हैं, जो मृत्यु का कारण भी बन सकती हैं। अधिक गर्म मौसम में शीतल जल से स्नान करना दवा का काम करता है, जो शरीर का तापमान कम रखता है। गर्मियों में शरीर की मेटाबोलिक प्रक्रियाएं स्वाभाविक रूप से सुस्त हो जाती हैं, जिनसे पेट की खराबी, अपच आदि का गतंग हो सकता है। इन ऋतुओं में, गरिष्ठ भोजन विशेष हानिकारक है।

सर्दियों में शीत तरंगें तथा कम तापमान अनेक बीमारियों, जैसे-ग्रायंगडिटिस, चिलब्लेंस, जोड़ों में दर्द, जुकाम आदि का कारण बन सकती हैं।

वायुदाब और आर्द्रता में ज्यादा परिवर्तन में, मान-पेजियों में दर्द तथा सांग को तकलीफें हो सकती हैं। हवा ज्यादा खुरक होने से होठों तथा शरीर के अन्य स्थानों में चमड़ी फटने लगती है। एलर्जिक तत्व भी आर्द्रता के परिवर्तन में प्रभावकारी हो जाते हैं।

भोजन की मात्रा और स्तर भी जलवायु, विशेषकर तापमान द्वारा प्रभावित होती है। सर्दियों के दिनों में चर्बी तथा कार्बोहाइड्रेट से युक्त अधिक भोजन की आवश्यकता होती है, जो ठंडक में शरीर के ताप को संतुलित रख सके। विटामिन, खनिज तथा ऊर्जा की कमी से न्यूट्रिशन की बीमारियां उत्पन्न हो जाती हैं। गर्मियों में अधिक जल, लवण तथा कुछ विटामिन, जैसे-बी, इन बीमारियों से शरीर को सुरक्षित रख सकते हैं।

सौर विकिरण का एक भाग, जिसे इन्फ्रारेड कहा जाता है, हमारा शरीर ग्रहण करता है। इससे शरीर में ऊष्मा उत्पन्न होती है। अब यह स्वाभाविक है कि हम सर्दियों में छुली धूप तथा गर्मियों में छांव में बैठें। रेगिस्तान अथवा बर्फीली पहाड़ियों द्वारा परावर्तित होकर आती चमकती धूप में अल्ट्रावायलेट किरणें पाई जाती हैं, जो आंखों में चकान्छा करके सरदर्द पैदा कर सकती हैं। इनके तीव्र प्रभाव से कभी-कभी लोग अन्धे भी हो जाते हैं। अल्ट्रावायलेट किरणों में डी विटामिन पाई जाती है। किन्तु यह अधिकतर चमड़ी को जला देने की क्षमता रखती है। यह बात नोट कर लेनी चाहिए कि गोरे लोगों पर ये किरणें काने लोगों की अपेक्षा जल्दी असर डालती हैं। सफाई, पोषण-न्यूट्रिशन, शारीरिक क्रियाएं तथा अन्य कारकों के अलावा बीमारियां उत्पन्न होने और फैलने का एक प्रमुख कारण जलवायु भी है। जलवायु हमारे स्वास्थ्य पर दो प्रकार से असर डालता है; —(i) विभिन्न रोगाणुओं का प्रजनन और वृद्धि निर्धारित मौसमी दशाओं में ही सम्भव हो पाती है। तथा (ii) —मौसम और जलवायु शरीर की बीमारियों के प्रति प्रतिरोधक शक्ति को कम या अधिक करने की क्षमता रखते हैं।

उष्णकटिबन्धीय देश उच्च तापमान और नम जलवायु के कारण अनेक रोगाणुओं के पनपने के लिए उपयुक्त हैं, जो उच्च अक्षांशों में नहीं मिलते। लेकिन सदियों में टाइल और गले की खराबियाँ, निमोनिया, इन्फ्लुएन्जा और वसन्त ऋतु में स्कारलेट बुखार उच्च अक्षांशों में अधिक प्रचलित हैं। अधिक ऊँचाइयों वाले क्षेत्रों में वायुदाब की कमी अनेक श्वास की बीमारियाँ उत्पन्न कर सकती हैं।

स्वस्थ जलवायु में ताजी हवा, धूप तथा उपयुक्त तापमान और नमी, शरीर की रोग प्रतिरोधक शक्ति बढ़ाती है। तपेदिक, रिकेट तथा चर्म रोगों के लिए ताजी हवा और धूप दवा का काम करती है।

लेकिन एक स्थान से दूसरे स्थान पर ले जाने पर जलवायु का अचानक परिवर्तन, दुर्बल लोगों के लिए शारीरिक और मानसिक—दोनों तरह से हानिकारक है। विशेष तौर पर रोगी का स्थानान्तरण क्रमिक जलवायु अन्तर वाले कई स्थानों से होकर इस प्रकार करना चाहिए कि व्यक्ति को जलवायु सहन करने में कोई शारीरिक या मानसिक दबाव न पड़े।

3.95 आर्द्र बल्व तापमान और आरामदायक वायुमण्डल

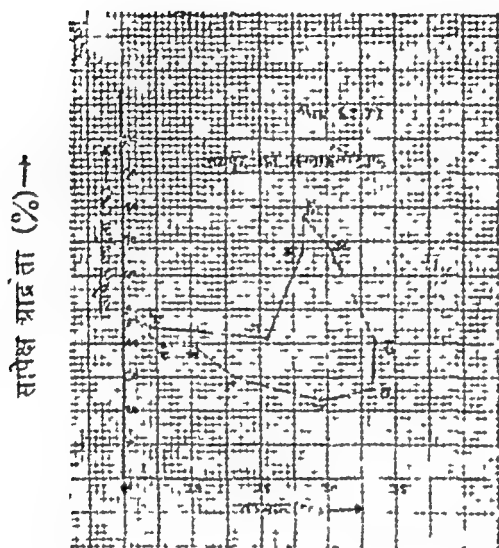
चूँकि वायुमण्डलीय आर्द्रता और तापमान का संयोग शारीरिक गतिविधियों पर प्रभाव डालता है, अतः आर्द्र बल्व तापमान, जो इन दोनों तत्वों का संयुक्त माप है, की मात्रा आराम दायक वायुमण्डल की सीमा निर्धारित करने के लिए एक तत्व के रूप में प्रयुक्त किया जा सकता है। 25°C के लगभग आर्द्रबल्व तापमान कष्टदायक उमस वातावरण प्रस्तुत कर सकता है जबकि सामान्य वायु तापमान 35°C तक भी सुविधाजनक रह सकता है। ग्रिफिथ टेलर (1916) के अनुसार आर्द्रबल्व तापमान की अधिकतम सीमा 21°C है, जिसमें वायुमण्डलीय घुटन के बिना शारीरिक श्रम किया जा सकता है।

3.96 क्लाइमोग्राफ

किसी स्थान पर वर्ष भर में आराम देह मौसम की अवधि ज्ञात करने के लिए, जो रेखाचित्र तैयार किया जाता है उसे क्लाइमोग्राफ कहते हैं। इसमें X - अक्ष पर सापेक्ष आर्द्रता (%) तथा Y - अक्ष पर तापमान ($^{\circ}\text{C}$) के पैमाने अंकित कर दिए जाते हैं। इस पर, दिए गए स्थान की औसत मासिक सापेक्ष आर्द्रता तथा औसत मासिक तापमान (या आर्द्रबल्व तापमान) हर महीने के लिए अंकित करते हैं। अंकित बिन्दुओं को मिलाने से एक नन्द घेरे वाला रेखा चित्र तैयार हो जाता है।

उदाहरण के लिए, जयपुर का तलाइमोग्राफ चित्र (3.5) में दिया गया है।
 इसमें वर्ष भर में (1) 16 अक्टूबर से 5 नवम्बर तक 21 दिन का समय नया
 (2) 21 नवम्बर से 29 नवम्बर तक 9 दिन का समय मौसम की दृष्टिकोण से
 आराम देह है।

तापमान ($^{\circ}\text{C}$)—



आर्द्रता और वायुमण्डलीय स्थिरता (HUMIDITY AND ATMOSPHERIC STABILITY)

4.10 वायुमण्डल में जल वाष्प की मात्रा स्थान और समय के साथ बदलती रहती है, जबकि अन्य गैसों का अनुपात सर्वत्र समान होता है। इसी वाष्प की मात्रा पर बादल और वर्षा का होना निर्भर करता है। इसके अलावा वाष्प की मात्रा, पृथ्वी के विकिरण संतुलन, वायुमण्डल की स्थिरता और मौसम की आराम-दायकता पर भी प्रभाव डालती है।

वायुमण्डलीय आर्द्रता के स्रोत सूर्य की ऊष्मा के कारण सागरों, नदियों, ग्लेशियरों, नम धरातल, वायुमण्डल में जल की वृद्धि तथा पेड़-पौधों से होने वाला वाष्पीकरण तथा वाष्पोत्सर्जन हैं।

किसी निश्चित तापमान और दाब पर वाष्प की एक अधिकतम मात्रा होती है, जो हवा में समा सकती है। इस दशा में हवा संतृप्त (Saturated) कहलाती है।

सूखी हवा और वाष्प वायुमण्डल की दोनों गैरों, अलग-अलग गैसीय नियमों का पालन करती है। अतः वायुमण्डल का कुल दाब (p), सूखी हवा के आंशिक दाब तथा वाष्प के आंशिक दाब के योग के बराबर होगा।

4.11 आर्द्रता राशियाँ (Humidity Quantities)

वायुमण्डलीय वाष्प की मात्रा नापने के लिए कई राशियाँ नीचे दी गई हैं, इन्हें आर्द्रता राशियाँ कहते हैं। हवा में संतृप्त होने पर ये राशियाँ, संतृप्त आर्द्रता राशियाँ (Saturated humidity quantities) कहलाती हैं।

(i) वाष्प दाब (e) (Vapour pressure)

वायुमण्डल में उपस्थित कुल वाष्प के कारण किसी स्थान पर जितना आंशिक दाब पड़ता है, वह वाष्प दाब (e) कहलाता है। हवा के संतृप्त होने की दशा में वाष्प दाब सबसे अधिक होगा, जिसे संतृप्त वाष्प दाब (e_s) कहते हैं। जब तक e का मान e_s से कम रहेगा, हवा असंतृप्त समझी जाएगी।

(ii) निरपेक्ष आर्द्रता (a) (Absolute Humidity) या वाष्प घनत्व (Vapour density)

हवा के इकाई आयतन में वाष्प की जितनी मात्रा होती है, उसे निरपेक्ष आर्द्रता (a) कहते हैं। यदि V आयतन की नम हवा में वाष्प की मात्रा M हो तो;

$$a = \frac{M}{V}$$

इसकी सामान्य इकाई, ग्राम/घनमीटर लिया जाता है।

(iii) विशिष्ट आर्द्रता (q) (Specific humidity)

नम हवा में स्थित वाष्प की मात्रा और कुल नम हवा की मात्रा का अनुपात विशिष्ट आर्द्रता कहलाती है। यदि 1 कि. ग्राम. नम हवा में 12 ग्राम जल वाष्प हो तो $q = 12$ ग्राम/कि.ग्रा. या 0.012 ग्राम/ग्राम।

यदि 1 किग्राम सतृप्त हवा में 40 ग्राम वाष्प हो तो सतृप्त विशिष्ट आर्द्रता (q_s) = 40 ग्राम/किग्राम।

(iv) आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m) (Humidity mixing ratio)

प्राकृतिक हवा की मात्रा (M) = वाष्प की मात्रा (M_v) + सलग्न सूखी हवा की मात्रा (M_d)। वाष्प की मात्रा और सलग्न सूखी हवा की मात्रा के अनुपात को आर्द्रता मिश्रण अनुपात कहते हैं।

$$m = \frac{M_v}{M_d}$$

यदि 1 किग्राम नम हवा में 12 ग्राम जल वाष्प हो तो,

$$m = \frac{12}{988} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

यदि 1 किग्राम सतृप्त हवा में 40 ग्राम वाष्प हो, तो सतृप्त आर्द्रता मिश्रण अनुपात

$$m_s = \frac{40}{960} = \frac{1}{24} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

(v) सापेक्ष आर्द्रता (i) (Relative Humidity)

हवा में उपस्थित वाष्प की मात्रा (w) और उसे सतृप्त करने के लिए आवश्यक कुल वाष्प की मात्रा (w_s) का अनुपात सापेक्ष आर्द्रता कहलाती है। इसे सामान्यतः प्रतिशत में व्यक्त करते हैं। इसे निम्नांकित रूपों में व्यक्त किया जा सकता है।

$$i = \frac{w}{w_s} \times 100$$

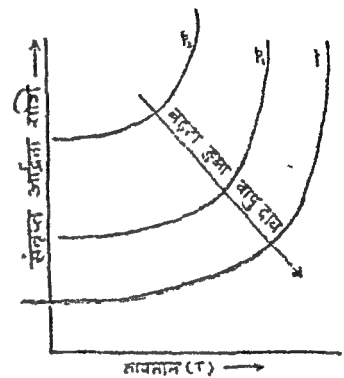
$$= \frac{e}{e_s} \times 100$$

$$= \frac{m}{m_s} \times 100$$

4.12 q और m में सम्बन्ध

$$\begin{aligned}
 q &= \frac{\text{वाष्प की मात्रा}}{\text{नम हवा की मात्रा}} = \frac{Mv}{M} \\
 &= \frac{Mv}{Mv + Md} \\
 &= \frac{Mv/Md}{1 + Mv/Md} \\
 &= \frac{m}{1 + m}
 \end{aligned}$$

4.13 संतृप्त आर्द्रता राजियों का मान तापमान के साथ बढ़ता है। एक निश्चित दाब (p) पर, तापमान (T), और किसी संतृप्त आर्द्रता राजि (S.H.Q.) के बीच खींचे गये ग्राफ चित्र (4.1) की तरह होंगे, जिसमें ग्राफ का उन्नतोदर भाग तापमान अक्ष की ओर निकला होता है। स्पष्ट है कि अधिक तापमानों पर S.H.Q. का अन्तर कम तापमानों पर S.H.Q. के अन्तर से कम होगा। अन्य दावों ($p_1, p_2 \dots$ आदि) के लिए यहरेखा समानान्तर रूप से स्थानान्तरित हो जाती है। कम दाब पर रेखा की वक्रता (Curvature) अधिक पायी जाती है।



चित्र (4.1)

4.14 राजि ($e_s - e$) संतृप्तता

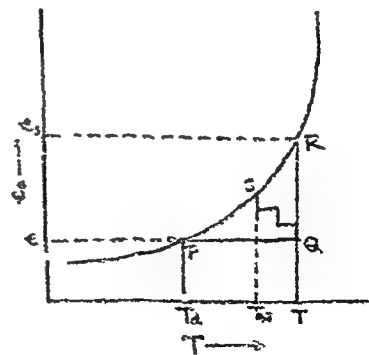
हानि (Saturation deficit) कहलाती है। (चित्र 4.2) में दिए गए ($T - e_s$) ग्राफ देखिए :

तापमान T पर, $e_s = TR$ और $e = TQ$ (मान लीजिए)

अतः संतृप्तता हानि = QR

यदि स्थिर तापमान T पर ($e_s - e$) वाष्प की मात्रा सामान्य हवा में मिला दी जाए, तो वायु

संतृप्त हो जायेगी। तापमान यदि घटाया जाए, तो एक तापमान (T_d) आएगा जब वाष्प दाब (e) पर ही हवा संतृप्त हो जाएगी। यह तापमान ओसांक कहलाता है।



चित्र (4.2)

$$\text{अतः } \gamma = \frac{\text{ओसांक बिन्दु पर संतृप्त वाष्प दाब}}{\text{वायु तापमान पर संतृप्त वाष्प दाब}}$$

4 15 किन्तु वास्तविक वायुमण्डल में संतृप्तता की स्थिति लाने के लिए, तापमान और वाष्प दोनों हाथ का रहना है। अर्थात् तापमान भी घटता है और वाष्प भी जुटती रहती है। इस प्रकार हवा T और Td के बीच किसी तापमान Tw पर संतृप्त हो जाती है। Tw, ही आर्द्र बल्व तापमान कहलाता है। दूसरे शब्दों में तापमान स्थिर किए बिना, (प्राकृतिक दशा में) वाष्पीकरण करने में हवा जिस तापमान पर संतृप्त हो जाय वह आर्द्र बल्व तापमान कहलाता है।

4 20 वाष्पीकरण (Evaporation)

किरी जलाशय की सतह से वाष्पीकरण की मात्रा, जलाशय के तापमान, वायुमण्डल की शुष्कता तथा वायुगति पर निर्भर करती है। जलाशय में गलन वायु पर्त जब तक असंतृप्त रहेगी, वाष्पीकरण होना है। दूसरे शब्दों में जब तक हवा का वाष्प दाब (e) संतृप्त वाष्प दाब (e_s) में कम हो, तब तक वाष्पीकरण निरन्तर होता रहेगा तथा वाष्पीकरण मात्रा (e_s - e) के समानुपाती होगी। यह मात्रा वायुगति बढ़ने पर भी बढ़ जाती है। एक ध्यान देने योग्य बात यह भी है कि समुद्र के खारे पानी की अपेक्षा मीठे पानी से वाष्पीकरण अधिक होता है।

वनस्पतियों द्वारा होने वाला वाष्पोत्सर्जन (transpiration), वायुगति, पत्तियों की बनावट, तापमान तथा मिट्टी में निहित जल की मात्रा पर निर्भर करता है। इसके अलावा सूर्य की किरणें भी वाष्पोत्सर्जन की मात्रा पर प्रभाव डालती हैं, जिनकी उपस्थिति में वाष्पोत्सर्जन की दर बढ़ जाती है।

वनस्पतियों या घास आदि से ढकी जमीन में नगी जमीन की अपेक्षा अधिक वाष्प वायुमण्डल में मिलती है। यह वाष्प घने जंगलों में दिन का तापमान साधारणतः संशोधित करने की क्षमता रखती है। वनस्पतियों से वाष्पोत्सर्जन लगातार होता रहता है, जबकि नगी जमीन के वित्तुल सूखी हो जाने पर वाष्पीकरण बन्द हो जाता है। पृथ्वी के भू भाग पर गिरने वाली कुल वर्षा का आयतन प्रति वर्ष लगभग 99 हजार घन किमी. है, जिसमें लगभग 62000 घन किमी वाष्पीकृत हो जाता है और शेष 37000 घन किमी. अपवाह (run off) द्वारा सागरों में मिल जाता है। यद्यपि वायुमण्डल की नमी वाष्पीकरण और वाष्पोत्सर्जन—दो विभिन्न विधियों से प्राप्त होती है, परन्तु दोनों की प्रकृति समान होने के कारण, उन्हें एक पद वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जस (इवैपोट्रांस पाइरेशन) द्वारा व्यक्त किया जाना अधिक सुविधाजनक है।

4.21 तालिका (4 1) में दोनों गोलाद्धों के लिए विभिन्न अक्षांशों पर औसत वाष्पीकरण की मात्रा दी गई है। यो दक्षिण गोलाद्ध में वाष्पीकरण की मात्रा दक्षिण गोलाद्ध से कुछ अधिक है पर उस अनुपात में नहीं, जिसमें दक्षिण गोलाद्ध का जलीय भाग अधिक है। इसका कारण दक्षिणी गोलाद्ध का कम तापमान और अधिक मेघाच्छन्नता (Cloudiness) है, जो वाष्पीकरण में रुकावट डालते

है। अधिक वादल, अधिक नमी और बहुत हल्की वायुगति के कारण दोनों गोनाडों के विपुवन् रेखीय क्षेत्रों (0-10 अक्षांश) के महासागरो में अधिकतम तपमान होने पर भी (10-20) अक्षांश के महासागरो में कम वाष्पीकरण होता है।

तालिका 4.1
औसत वार्षिक वाष्पीकरण (मिलीमीटर)

अक्षांश	उत्तरी गोनाड	दक्षिणी गोनाड
0-10	1235	1304
10-20	1389	1541
20-30	1246	1416
30-40	1002	1256
40-50	641	895
50-60	469	520
60-70	333	174
70-80	145	45
80-90	42	0
[0-90	944	1064

महासागरो से प्रतिवर्ष 334000 घन किमी जल का वाष्पीकरण होता है, जिसमें 297000 घन किमी सीधी वर्षा द्वारा वापस आ जाता है।

4.22 वाष्पीकरण की मात्रा ज्ञात करना

वायुमण्डल में वाष्पीकरण की गणना करने के लिए अनेक विधिया प्रयोग में लाई जाती रही हैं। सन् 1876-78 में मौन (Mohn) ने वाष्पीकरण की मात्रा ज्ञात करने के लिए पहलीवार पैन वाष्पमापी का इस्तेमाल किया। तब से जलीय तल के तापमान, हवा की शुष्कता और वायुवेग पर आधारित कई सूत्र इस गणना के लिए तैयार किए गए हैं।

रोवर (1931) वाष्पीकरण की मात्रा (E) के लिए निम्नांकित सूत्र दिया —

$$E = (0.44 + 0.11 u) (e_s - e_d),$$

जहाँ W वायुगति पर आधारित एक गुणांक है, तथा c_s और c_d क्रमशः जल की सतह और हवा के वाष्पदायक हैं।

4 23 वायुमण्डल में विकिरण ऊर्जा के संतुलन पर आधारित, E की गणना के लिए सैद्धान्तिक (theoretical) समीकरण तैयार किया गया है। उस प्रकार, सूर्य द्वारा प्राप्त कुल विकिरण ऊर्जा (Q) तीन भागों में बांटी जा सकती है।

- (i) दीर्घ तरंगों (long wave) के रूप में पृथ्वी द्वारा वापसी विकिरण (H_1)
- (ii) संचालन (conduction) द्वारा वायुमण्डल में ऊर्जा का ह्रास (H_c)
- (iii) वाष्पीकरण के लिए प्रयुक्त ताप (H_e)

$$\therefore H = H_1 + H_c + H_e \quad \dots (i)$$

यहाँ यह मान लिया गया है कि ताप-जनन का ह्रास के अन्य स्त्रोत, जैसे—रासायनिक क्रियाएँ, पृथ्वी का आन्तरिक संचालन, घर्षण आदि नगण्य हैं। उपर्युक्त सभी राशियाँ, कैलोरी प्रति वर्ग सेमी प्रति मिनट की इकाई में व्यक्त की गई हैं।

यदि $\frac{H_c}{H_e} = \beta$, तो

$$H_c = \frac{H - H_1}{1 + \beta} \quad \dots (ii)$$

अब, यदि वाष्पीकरण का गुण ताप L और प्रति वर्ग सेमी वाष्पीकरण की दर E हो तो,

$$H_e = LE \quad \dots (iii)$$

समीकरण (ii) और (iii) से

$$E = \frac{H - H_1}{L(1 + \beta)} \quad \dots (iv)$$

स्थिरांक β को बॉवेन अनुपात (Bowen's ratio) कहते हैं।

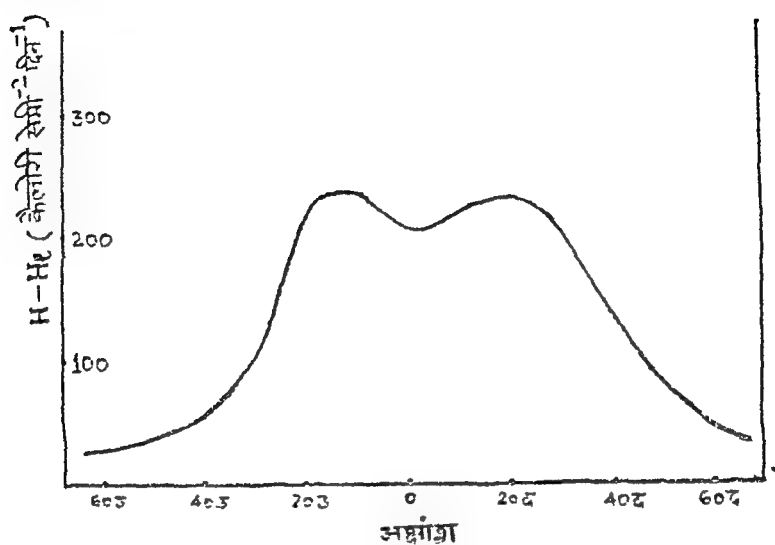
4 24. $H - H_1$ की गणना आसान है और किसी स्थान के लिए विकिरण के आँकड़ों द्वारा सीधे तौर पर किया जा सकता है। डब्ल्यू. स्मिथ ने विभिन्न अक्षांशों के लिए इसकी गणना की है जो चित्र (4 3) में दिखाया गया है।

यदि ऊष्मा संचालन और जल वाष्प प्रसरण का आवर्त गुणांक (eddy coefficient) समान हो और μ के बराबर हो, तो

$$H_c = -C_p \mu \frac{dT}{dz},$$

$$\text{तथा } H_e = -L \mu \frac{6.22}{p} \frac{de}{dz}.$$

जहाँ L , तापमान T पर वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा है।



चित्र (4.3)

यदि $C_p = 24$ और $L = 585$ कैलौरी तथा $p = 1000$ मिलीबार हो तो,

$$\beta = 0.66 \frac{T_o - T_h}{e_o - e_h},$$

जहाँ T_o तथा e_o समुद्र तल पर क्रमशः तापमान और वाष्प दाब है तथा T_h और e_h h ऊँचाई पर हवा के तापमान व वाष्पदाब है।

4.25 β का मान अक्षांशों के साथ बदलता रहता है। विभिन्न अक्षांशों पर β का औसत मान तालिका (4.2) में दिया गया है।

तालिका 4.2

अक्षांश	0	10	20	30	40	50	60	70
β	0-10	0.10	0.10	0.13	0.18	0.25	0.37	0.53

4.26 किसी स्थान की जलवायु सम्बन्धी आँकड़ों की सहायता से भी वाष्पीकरण का अनुमान लगाया जा सकता है। कुल अपवाह (run off) व जल भण्डारों (बाँध, तालाब आदि) में जल की मात्रा में हुई कमी को यदि कुल अवक्षेपण से घटा दिया जाए, तो शेष भाग, जमीन, वनस्पति तथा स्वतंत्र जल-सतह के वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन द्वारा हुए जल ह्रास (water-loss) की मात्रा होगी। इस विधि के लिए पूर्ण और सही आँकड़ों का मिलाना आवश्यक है।

4.27 वाष्पमापी (Evaporimeter) —

स्वतंत्र जल-सतह से वाष्पीकरण की सीधी माप लेने के लिए अधिकतर दो प्रकार के वाष्पमापी प्रयोग में लाए जाते हैं।

(i) खुली टंकी वाष्पमापी

4 फुट व्यास और 10 इंच ऊँचाई की एक बेन्नाकाकार नाद होती है, जिसके तलवे जमीन में 4' अन्दर टिम्बर के डोंने पर जड़ देंते हैं। नाद में लगे निदेशक (प्वाइण्टर) तथा पैमाने की सहायना में किसी भी प्रवधि के लिए जन-स्तर का ह्याम (वाष्पीकरण) पढ़ा जा सकता है।

(ii) पिच वाष्पमापी (Piche evaporimeter)

यह एक श्रक्ति परखनली होती है, जिसमें पानी भर कर उसके खुले सिरे को एक भरकरी प्लेट में बन्द कर देंते हैं। फिरनली को उल्टा करके लटका देंते हैं। पोरस प्लेट से पानी रिग-रिग कर वाष्पीकृत होता रहता है, जिसकी मात्रा परखनली में श्रक्ति पैमाने में पढ़ सकते हैं।

वाष्पीकरण का चरन

(i) उष्ण कटिबंध में वाष्पीकरण का दैनिक चरन दो उच्चतम और दो निम्नतम प्रदर्शित करते हैं। उच्चतम प्रात के मणिम तथा रात्रि के प्रथम प्रहर में होता है और निम्नतम मूयुगित और दोपहर के ठीक बाद होता है। यहा दैनिक परिसर का औमन मान 5 मिमी. के लगभग होता है।

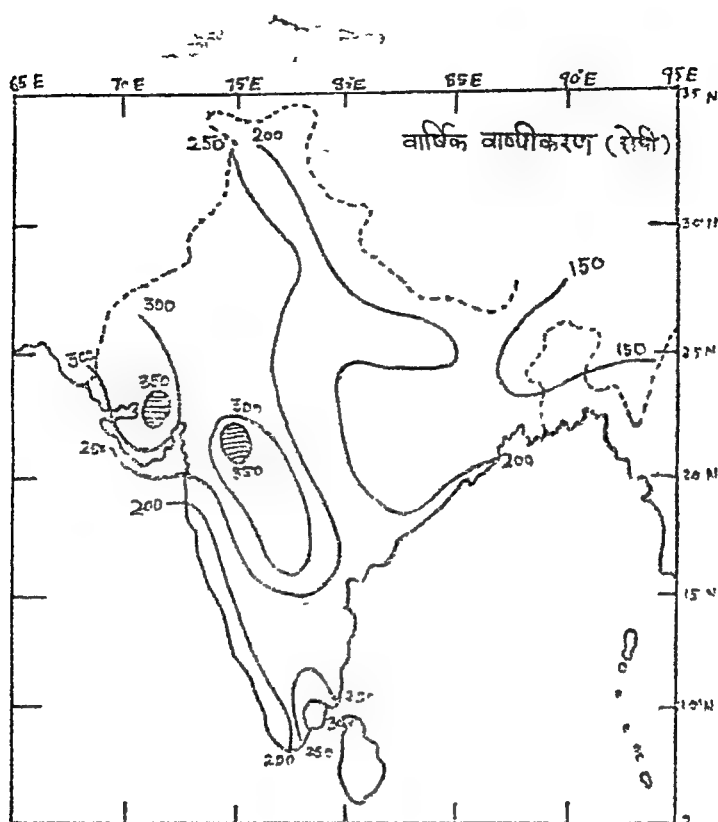
मध्य अक्षांशों में रात्रि और प्रात के प्रथम प्रहरों में क्रमन उच्चतम और निम्नतम के लिए केवल एक ही आवृत्ति पायी जाती है।

(ii) वाष्पीकरण का मौसमी निचलन स्थान की स्थिति और जलवायु की दशाओं पर निर्भर करता है। भाग्न में वाष्पीकरण अधिकतर पतझड़ और गर्दियों के आरम्भिक महीनों में तथा निम्नतम मानसून महीनों में होता है। वाष्पीकरण ता दूसरा अधिकतम मार्च तथा निम्नतम फरवरी के महीने में पाया जाता है।

4.28 भारत में वाष्पीकरण

भारत में लगभग 80 वेधशालाओं में रिकार्ड किए गए 5 से 10 वर्ष तक (1960-70) के वाष्पीकरण आकड़ों के आधार पर तैयार किया गया विप्लेषण चित्र (4.4) में प्रदर्शित किया गया है। वार्षिक वाष्पीकरण की सबसे कम मात्रा (150 से.मी. में कम) अरुण और सलग्न हिमालय की घाटियों में पाई गई है। सर्वाधिक वाष्पीकरण के दो क्षेत्र हैं, जहाँ प्रतिवर्ष 350 से.मी. में अधिक वाष्प बनती है। पहला क्षेत्र उत्तरी गुजरात और सलग्न सौराष्ट्र क्षेत्र तथा दूसरा जनगाँव और ग्रामपाम के भू भाग है।

दैनिक वाष्पीकरण की सर्वाधिक मात्रा (16 से.मी.) मई के महीने में महाराष्ट्र, दक्षिणी-पश्चिमी मध्यप्रदेश और राजस्थान में नोट की गई है, जबकि सबसे कम दैनिक वाष्पीकरण (2 मि.मी. से कम) हिमालय की जड़ों में जनवरी के महीने में देखा जाता है।



चित्र (4.4)

वार्षिक वाष्पीकरण (सेमी)

▨▨▨▨ सर्वाधिक वाष्पीकरण के क्षेत्र (7350 से.मी.)

4 30 नम हवा के लिए गैस-समीकरण (Equation of state for moist air)

किसी गैस के दाब p और तापमान T (केल्विन इकाई में) पर यदि उसका विशिष्ट आयतन (आयतन प्रति इकाई मात्रा) α हो तो,

$$p\alpha = RT \quad \dots(1)$$

जहाँ R वायु के लिए विशेष गैस स्थिरांक है।

हम जानते हैं कि सामान्य दाब $p_0 = 76 \times 13.5951 \times 980.665$ डाइन/से.मी.² और तापमान $T_0 = 273^\circ\text{K}$ पर गैस के ग्राम अणुभार (1 ग्राम) का आयतन 22400 घन से.मी. होता है।

$$\therefore \alpha_0 = \frac{22400}{17}$$

$$\therefore R = \frac{p_o a_o}{T_o} = \frac{76 \times 13.5951 \times 980.650 \times 22400}{273 \times w}$$

$$= \frac{R^*}{w}$$

जहाँ R^* सम्पूर्ण (Universal) गैस स्थिरांक कहलाता है।

अतः गैस समीकरण

$$p a = \frac{R^*}{w} T, \quad \dots (ii)$$

या
$$p = \frac{\rho R T}{m} \quad \text{जहाँ } \rho = \frac{1}{a}$$

के रूप में लिया जा सकता है, जहाँ w गैस का ग्राम में व्यक्त किया गया अणु भार है।

4 31 सूखी हवा के लिए गैस समीकरण,

$$p - e = \frac{\rho_d}{w_d} R^* T$$

जहाँ ρ_d सूखी हवा का घनत्व है और $w_d = 28.96$ ग्राम

$$\therefore \rho_d = \frac{(p - e) w_d}{R^* T} \quad \dots (1)$$

इसी प्रकार, जल वाष्प का घनत्व $\rho_v = \frac{e w_v}{R^* T}$ जहाँ $w_v = 18$ ग्राम।

अथ आर्द्रता मिश्रण अनुपात $m = \frac{M_v}{M_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d}$

$$= \frac{e}{p - e} \frac{w_v}{w_d}$$

$$= .622 \frac{e}{p - e}$$

$$= .622 \frac{e}{p} \quad (\text{लगभग})$$

इसी प्रकार संतृप्त आर्द्रता मिश्रण अनुपात $m_s = .622 \frac{e_s}{p}$

4 32 नम हवा के लिए गैस समीकरण

$$pa = \frac{R^*}{w} T \text{ के रूप में लिखते हैं।}$$

$$\begin{aligned} \text{जहाँ } \bar{w} &= \frac{Md + Mv}{Md/w_d + Mv/w_v} \\ &= \frac{w_d(Md + Mv)}{Md} \left[1 + \frac{Mv}{w_v} \right] \frac{Md}{w_d} \\ &= \frac{w_d(1 + m)}{1 + m/622} \end{aligned}$$

$$\therefore pa = \frac{R^* T}{w_d} \left[\frac{1 + 1.61m}{1 + m} \right]$$

$$\text{या } pa = RT(1 + .61m),$$

$$\text{जहाँ } R = \frac{R^*}{w_d} = \text{सूखी हवा के लिए विशेष गैस स्थिरांक है।}$$

$$\text{यदि } T(1 + .61m) = Tv$$

$$\text{तो गैस समीकरण } pa = RTv$$

Tv , हवा का आभासी (virtual) तापमान कहलाता है। यह वह तापमान है जिस पर सूखी हवा का वही घनत्व होगा, जो नम हवा का, T तापमान पर है, यदि दाब दोनों दशाओं में स्थिर रखा जाए।

4 40 नम हवा का घनत्व (Density of moist air)

$$\text{नम हवा का घनत्व } \rho_h = \rho_d + \rho_v$$

$$\text{या } \rho_h = \frac{p - e}{\frac{R^*}{28.96} T} + \frac{e}{\frac{R^*}{18} T}, \text{ जहाँ वायुमण्डल का कुल दाब } p \text{ और}$$

वाष्प दाब e है।

$$\therefore \rho_h = \frac{p - e}{R_d T} + \frac{18/28.96 e}{R_d T}, \text{ जहाँ } R_d = \frac{R^*}{28.96}$$

$$= \frac{p - 3/8e}{RdT}$$

$$= \frac{348.4}{T} \left(p - \frac{3}{8}e \right) \text{ ग्राम/मीटर}^3$$

यदि दाव, मिलीबार और तापमान केल्विन इकाई में व्यक्त किया जाय ।

4.41 सूत्र (i) में स्पष्ट है कि हवा का घनत्व निम्नांकित अवस्थाओं में घटता है

- (i) वायुदाव p घटने पर अर्थात् ऊँचाई बढ़ने पर ।
- (ii) वाष्प दाव e बढ़ने पर अर्थात् आर्द्रता बढ़ने पर ।
- (iii) तापमान बढ़ने पर ।

यह देखा जा सकता है कि वायुमण्डल की सबसे निचली पर्तों में । प्रतिशत घनत्व कम करने के लिए, या तो लगभग 10 मिलीबार दाव कम किया जाए (या 27 मीटर ऊँचाई बढ़ाई जाए) अथवा 3°C तापमान बढ़ाया जाए ।

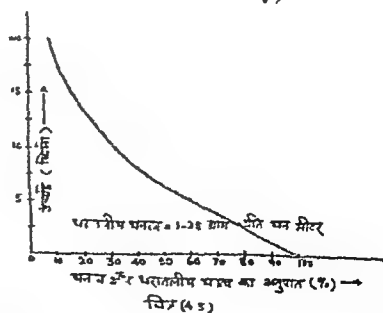
यह भी स्पष्ट है कि किसी निश्चित दाव पर गर्म हवा हल्की और ठंडी हवा अपेक्षाकृत भारी होगी ।

4.42 घनत्व का चलन (Variation of density)

ग्लोब पर माध्य समुद्र तल स्तर पर घनत्व का चलन, दाव और तापमान के चार्टों द्वारा समझा जा सकता है । यह घनत्व भूमध्य रेखा के पास सबसे कम, लगभग 1200 ग्राम/मीटर³ होता है, जो ध्रुवों की ओर आश्वास के साथ बढ़ता जाता है । सूर्यो में साइबेरिया में घनत्व समुद्रतल पर 1550 ग्राम/मीटर³ तक पाया जाता है, जिसका कारण कम तापमान और उच्च दाव का मयुक्त प्रभाव है । गर्मियों में उच्च तापमान और कम दाव के कारण उत्तरी अफ्रीका और दक्षिणी-पश्चिमी एशिया के रेगिस्तानों में 1150 ग्राम/मीटर³ से भी कम घनत्व आ जाता है ।

ऊँचाई बढ़ने में दाव और तापमान, दोनों घटते हैं परन्तु दाव का परिवर्तन, तापमान परिवर्तन पर हावी रहता है जिसके फलस्वरूप सर्वत्र ऊँचाई के साथ घनत्व घटता जाता है । घनत्व का घटाव हर ऊँचाई पर समान नहीं होता है । आई.सी.ए.एन. वायुमण्डल के लिए पृथ्वी तल का

घनत्व = 1225 ग्राम/मीटर³ है, ऊँचाई के साथ घनत्व परिवर्तन का ग्राफ चित्र (4.5) में दिखाया गया है ।



450 जल को वाष्पीकृत करने के लिए कुछ ऊष्मा देनी पड़ती है। एक ग्राम उबलते जल को वाष्पीकृत करने में लगभग 536 कैलोरी ऊष्मा लगती है। यह ऊष्मा वाष्प में मिल जाती है और उसमें छिपी रहती है। संवन्तित होते समय वाष्प से यह ऊष्मा निकल जाती है। इसे वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा कहते हैं। वायुमण्डल में हर तापमान पर वाष्पीकरण होता रहता है। अतः वाष्प में स्थित गुप्त ताप की मात्रा कुछ हद तक उस तापमान पर निर्भर करती है जिस पर वाष्पीकरण हो रहा है।

4.51. रुद्धोष्म प्रक्रिया (Adiabatic Process)

पृथ्वी तल की हवा के तापमान में स्थान-स्थान पर भिन्नता होती है। यदि हवा की कोई राशि (पार्सेल) आसपास की अपेक्षा अधिक गर्म हो, तो वह हल्की होगी और इसलिए ऊपर उठेगी। ऊपर कम दाब होने के कारण वायुराशि फैलती जाएगी। यदि वायुराशि का उतार-चढ़ाव तेजी से हो, तो उसकी और आसपास की ऊष्मा का स्थानान्तरण नहीं हो पाएगा। इस दशा में वायुराशि के फैलाव के लिए आवश्यक शक्ति उसमें निहित ऊष्मा द्वारा ही खर्च की जाएगी, जिसके कारण वायुराशि का तापमान घट जाएगा। ठीक इसी प्रकार बिना आसपास से ऊष्मा ग्रहण किए नीचे उतरती वायु राशि संकुचित होगी, जिससे उसका तापमान बढ़ जाएगा।

इस प्रकार फैलाव या संकुचन के कारण वायु राशि के क्रमशः ठंडे या गर्म होने की प्रक्रिया को रुद्धोष्म प्रक्रिया कहते हैं। इस प्रक्रिया में तापमान परिवर्तन केवल गतिक कारणों से वायुराशि की आन्तरिक ऊष्मा में कमी या वृद्धि होने का परिणाम है। किसी बाहरी तत्त्व, जैसे—मिश्रण, विकिरण, संचालन आदि से ऊष्मा का कोई लेनदेन नहीं होता है।

4.52. शुष्क और संतृप्त रुद्धोष्म प्रक्रम (Dry and Saturated Adiabatic Processes)

जब कोई शुष्क या असंतृप्त वायु राशि ऊपर उठती है, तो उसके तापमान में लगभग 9.8/किमी कमी आ जाती है। अवतरित होते समय वायु का तापमान इसी दर से बढ़ता है। इस दर को शुष्क रुद्धोष्म ह्रास दर (Dry Adiabatic Lapse rate) या (D A. L. R.) कहते हैं।

संतृप्त वायुराशि के ऊपर उठने पर फैलाव से जो शीतलन होता है, उसके फलस्वरूप वाष्प का संघनन होने लगता है। संघनन होने पर वाष्प की गुप्त ऊष्मा बाहर निकल आती है, जो वायु राशि के शीतलन की दर को कम कर देती है। अतः उठती हुई संतृप्त वायु राशि की शीतलन दर, जिसे संतृप्त रुद्धोष्म ह्रास दर (S A. L. R.) या (Saturated Adiabatic Lapse rate) कहते हैं, D.A.L.R. से कम होती है। सांकेतिक रूप से D A.L.R. और S.A.L.R. को क्रमशः γ_d और γ_s द्वारा सूचित किया जाना है।

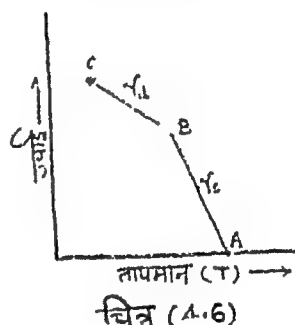
γ_s का मान स्थिर नहीं होता, बल्कि संघनित हुए वाष्प की मात्रा पर निर्भर करता है। सतृप्त वायु राशि यदि ठंडी है, तो उसमें अपेक्षाकृत कम वाष्प की मात्रा संघनित होगी। अतः उसके द्वारा स्वतंत्र की गई शुष्क ऊष्मा कम होगी। इसलिए इस अवस्था में γ_d और γ_s का अन्तर कम होगा।

मध्य अक्षांशों के लिए γ_s का मान γ_d के लगभग आधे के बराबर आता है।

अतः $\gamma_s = 50^\circ\text{C/किमी}$ (लगभग)

4.53 γ_s का मान ऊँचाई के साथ बढ़ता जाता है क्योंकि वायु राशि में

निहित वाष्प की मात्रा लगातार सघनन के कारण कम होती जाती है। एक निश्चित ऊँचाई के बाद वायु असतृप्त हो जाएगी और तब $\gamma_s = \gamma_d$ । अतः सतृप्त वायु पहले सतृप्त रुद्धोष्म पथ (AB) पर और फिर बिन्दु B पर असतृप्त हो जाने के बाद शुष्क रुद्धोष्म पथ (BC) पर चलने लगती है। यह कहा जा सकता है कि बिन्दु B के बाद सतृप्त रुद्धोष्म दर शुष्क रुद्धोष्म के उपगामी (asymptotic) हो जाती है, अर्थात् दोनों पथ समानान्तर हो जाते हैं।



चित्र (4.6)

4.54 उठती हुई सतृप्त वायु राशि में कुछ वाष्प के सघनन के बाद भी वायुराशि सतृप्त रहती है, अतः सतृप्त दर पर चलती रहती है। अब इस वायुराशि के अवतलन पर विचार कीजिए। यदि संघनित जल को वायुराशि से अलग नहीं किया गया है, तो अवतलन में तापमान बढ़ने से यह जल वाष्पीकृत होकर वायुराशि को सतृप्त रखेगा। अतः सतृप्त वायुराशि उसी पथ पर लौट सकती है, जिस पर चढ़ाई गई थी, अर्थात् यह प्रक्रिया परिवर्तनीय रहेगी।

परन्तु यह विचार सिर्फ कल्पना मात्र है। वास्तविक वायुमण्डल में संघनित जल, वायुराशि से अलग हो जाता है। इस दशा में यदि वायुराशि को अवतलित कराया जाय, तो वह गर्म होने के साथ तुरन्त असतृप्त हो उठती है और फिर सतृप्त दर के बजाय शुष्क दर (9.8°C/किमी) पर नीचे उतरेगी। इस प्रकार, वायुमण्डल में सतृप्त वायुराशि को रुद्धोष्म प्रक्रिया उत्क्रमणीय (reversible) नहीं है। अतः यह प्रक्रिया दृढ़ता से रुद्धोष्म भी नहीं कही जा सकती है। इसे छद्म रुद्धोष्म प्रक्रिया (Pseudo Adiabatic Process) कहा जाता है।

4.55. गैस के समताप (Isothermal) और रुद्धोष्म (Adiabatic) समीकरणों के अनुसार क्रमशः

$$\frac{p\alpha}{T} = R$$

और

$$p\alpha^\gamma = \text{स्थिरांक},$$

जहाँ γ स्थिर दाब और स्थिर आयतन पर सूखी हवा की विभिन्न ऊष्माओं का अनुपात है।

$$\text{अर्थात् } \gamma = \frac{C_p}{C_v} = 1.403$$

(ii) में (i) के घातांक का भाग देने से

$$\frac{T^\gamma}{p^{\gamma-1}} = \text{स्थिरांक}$$

$$\text{या } \frac{T}{p^{288}} = \text{स्थिरांक} \quad \dots (iii)$$

यदि आरम्भिक स्तर p_0 पर तापमान T_0 हो और रुद्धोष्म परिवर्तन (जिसमें संचालन, मिश्रण, विकिरण आदि को सुविधा न देकर, परिवर्तन केवल गतिक कारणों से हो) से किसी दाब स्तर p पर तापमान T हो जाता हो, तो समीकरण (iii) से

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{288} \quad \dots (iv)$$

इस समीकरण को रुद्धोष्म प्रक्रिया के लिए पॉइसन (Poisson) का समीकरण कहते हैं।

4.56 तुलना में समानता के लिए एक मानक दाब स्तर (साधारणतः 1000 मिलीबार) चुन लिया जाता है। किसी वायुराशि को रुद्धोष्म विधि द्वारा 1000 मिलीबार स्तर तक लाने पर उसका तापमान जितना हो जाएगा, वह वायुराशि का विभव तापमान (Potential Temperature) कहलाएगा। परिभाषा से ही यह स्पष्ट है कि रुद्धोष्म परिवर्तनों के दौरान विभव तापमान स्थिर (Constant) होता है।

यदि विभव तापमान को θ द्वारा सूचित करें, तो

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{288}$$

जहाँ T और p , वायुराशि के क्रमशः आरम्भिक तापमान और दाब हैं।

$$\therefore \log \theta = \log T - 0.288 \log p + 0.864$$

$$\text{या } \theta = \text{Antilog} [\log T - 0.288 \log p + 0.864] \quad (v)$$

4.57 उदाहरण उस वायुराशि का विभव तापमान ज्ञात कीजिए जिसका 500 मिलीबार पर तापमान 0°C है।

समीकरण (v) से

$$\begin{aligned} \theta &= \text{Antilog} [\log 273 - 0.288 \log 500 + 0.864] \\ &= 333.4^\circ \text{ Kelvin} = 60.4^\circ\text{C}. \end{aligned}$$

4.60. वायुमण्डल की स्थिरता और अस्थिरता (Stability and instability of atmosphere)

स्थिरता वायुमण्डल की वह दशा (Condition) है, जिसमें वायु की उर्ध्वाधर गति (Vertical Motion) या तो विल्कुल नहीं होती या कुछ ऊँचाई पर प्रवृद्ध हो जाती है। अस्थिरता वायुमण्डल की वह अवस्था है, जिसमें भूमि तल से काफी ऊँचाई तक वायुराशियों की गति सुगमता से होती रहती है।

स्पष्ट है कि अस्थिर वायुमण्डल में ही नमी को काफी ऊँचाई तक उठने की सुविधा मिलती है, जो सघनित होकर बादल और वर्षा का कारण बन सकती है। स्थिर वायुमण्डल में नमी के अपेक्षित ऊँचाई तक नहीं पहुँच पाने के कारण, सघनन की सम्भावनाएँ बहुत कम हो जाती हैं। इस प्रकार, अस्थिरता नम मौसम और बादल की तथा स्थिरता शुष्क मौसम और साफ आसमान की प्रतीक है।

4.61 स्थिरता और अस्थिरता की धारणा

मान लीजिए कि किसी वायुराशि को अपनी मूल स्थिति से उर्ध्वाधर दिशा (ऊपर या नीचे) में थोड़ा स्थानान्तरित (δz) किया जाता है। यदि वायुराशि अपनी मूल स्थिति में वापस आती है, तो वह स्थिर कहलाएगी, यदि वायुराशि स्थानान्तरण की दिशा में और आगे विचलित हो जाए, तो वह अस्थिर कहलाएगी, यदि वायुराशि स्थानान्तरित स्थिति में ही रुक जाए, अर्थात् न वापस आए और न आगे बढ़े, तो वह उदासीन (Neutral) कहलाएगी।

अतः स्थिरता किसी भी स्थानान्तरण का विरोध करती है, जबकि अस्थिरता उसे और बढ़ावा देती है और उदासीनता उसके प्रति अक्रिय रहती है।

हमारे शब्दों में,

यदि स्थानान्तरण δz , से वायुराशि में a त्वरण (acceleration) उत्पन्न हो, तो

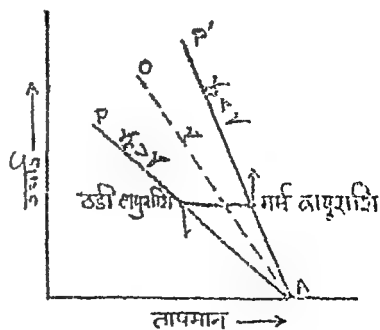
स्थिरता की दशा में, यदि δz घनात्मक (ऊपर की ओर) है, तो a उसके विपरीत, अर्थात् ऋणात्मक (नीचे की ओर) होगा और यदि δz ऋणात्मक है, तो a घनात्मक होगा। दोनों ही दशाओं में,

$$a \delta z = \text{ऋणात्मक} \quad (i)$$

अस्थिरता की दशा में δz और a की दिशा एक ही होगी। या तो दोनों ऊपर की ओर (घनात्मक) होंगे या फिर दोनों नीचे की ओर (ऋणात्मक)।

$$\text{अतः } a \delta z = \text{घनात्मक} \quad (ii)$$

उदासीनता की दशा में, जिसमें वायुराशि स्थानान्तरित स्थिति में ही रुक जाती है—



चित्र (4.7)

$$a = 0,$$

$$\text{अतः } a \cdot \delta z = 0 \quad \dots (iii)$$

4.62 मान लीजिए वायुमण्डल की ह्रास दर (γ) चित्र (4.7) में AO द्वारा प्रदर्शित की गई है। उठाये गये वायुराशि का ह्रास दर (γ_p), γ से अधिक या कम हो सकती है। ये स्थितियाँ क्रमशः AP और AP' द्वारा दिखाई गई हैं।

पहले स्थिति AP' पर विचार करें

$$\text{इस स्थिति में, } \gamma < \gamma_p,$$

अतः उठाई गई वायुराशि का तापमान, किसी भी ऊँचाई पर, वहाँ के पर्यावरण के तापमान से कम होगा। वायुराशि आसपास की अपेक्षा ठण्डी होने के कारण भारी होगी और इसलिए, नीचे वापस आ जाएगी। इस स्थिति में वायुराशि स्थायी हुई।

अब स्थिति AP' पर विचार करें।

$$\text{यहाँ } \gamma > \gamma_p,$$

अतः किसी भी ऊँचाई पर वायुराशि का तापमान आसपास की अपेक्षा अधिक होगा। गर्म होने के कारण वायुराशि हल्की होगी और श्वेत उठती चली जाएगी। इस प्रकार यह वायुराशि अस्थायी हुई।

4.63 अतः यदि पर्यावरण का वास्तविक ह्रास दर (γ) और उठती हुई वायुराशि का ह्रास दर γ_p हो तो वायुमण्डल

$$\text{स्थायी होगा, यदि } \gamma < \gamma_p$$

$$\text{अस्थायी होगा, यदि } \gamma > \gamma_p$$

$$\text{और उदासीन होगा, यदि } \gamma = \gamma_p$$

4.64 यदि हवा असंतृप्त है, तो $\gamma_p = \gamma_d = 9.8^\circ\text{C/किमी.}$ (साधारणतः)

अतः असंतृप्त हवा के स्थायी होने के लिए $\gamma < \gamma_d$ । यह प्रतिबन्ध वास्तविक वायुमण्डल में ($\gamma = 6.5^\circ\text{C/किमी.}$), बहुधा लागू रहता है। अतः प्रसंतृप्त वायु साधारणतः स्थायी होती है।

प्रसंतृप्त वायु अस्थायी तब होगी, जब पर्यावरणीय ह्रास दर $\gamma > \gamma_d$ । यह एक असाधारण स्थिति है और वही लागू हो सकती है जहाँ, या तो γ इतना अधिक हो जाए या फिर γ_d इतना कम। उदाहरणार्थ गर्मियों में अक्षर दोपहर के बाद, सूर्य की ऊष्मा से निचली तहों में γ का मान अत्यधिक हो उठता है और सूखी हवा भी अस्थायी हो जाती है।

यदि हवा असंतृप्त है, तो $\gamma_p = \gamma_s = 5^\circ\text{C/किमी.}$ (साधारणतः)

संतृप्त वायुमण्डल स्थायी तब होगा, जब $\gamma < \gamma_s$ । यह स्थिति भी असाधारण है और विशेष परिस्थितियों में ही सम्भव है। अत्यधिक सर्दियों में, जबकि वायुमण्डल की निचली तहों में व्युत्क्रमण (inversion) होना है, अर्थात् γ का मान ऋणान्तर होता है, यह स्थिति लागू हो जाती है। यही कारण है कि इन दिनों में संतृप्त होने पर भी नाण के कण, कुहरों के रूप में भूतल पर छाये रहते हैं।

सतृप्त वायुमण्डल सामान्य रूप से अस्थायी हो जाता है, क्योंकि इस दशा में साधारणतः $\gamma > \gamma_s$ का प्रतिबन्ध लागू रहता है।

उपर्युक्त विवेचना ने यह निष्कर्ष निकलता है कि वायुमण्डल पूर्ण रूप से स्थायी होगा यदि $\gamma < \gamma_s$

(इस स्थिति में स्वतः $\gamma < \gamma_d$ क्योंकि $\gamma_s < \gamma_d$)

यह स्थिति निरपेक्ष स्थायित्व (Absolute stability) कहलाती है।

इसी प्रकार, चाहे वाष्प की मात्रा कुछ भी हो, वायुमण्डल पूर्ण रूप में अस्थायी होगा, यदि $\gamma > \gamma_d$

(स्वतः $\gamma > \gamma_s$ क्योंकि $\gamma_d > \gamma_s$)

इस अवस्था को निरपेक्ष अस्थायित्व (Absolute instability) कहते हैं।

परन्तु वास्तविक वायुमण्डल न तो पूर्ण रूप से अस्थायी होता है और न स्थायी।

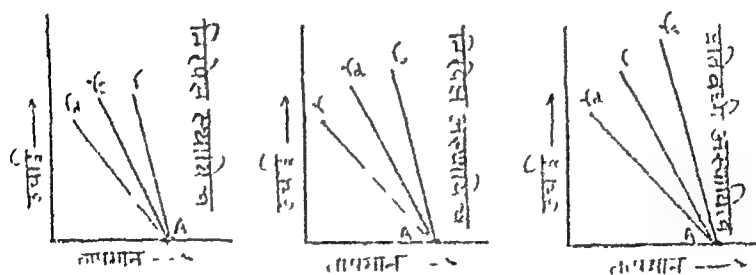
साधारणतः ($\gamma = 6.5^\circ\text{C/किमी.}$)

अतः $\gamma_s < \gamma < \gamma_d$

यह अवस्था प्रतिबन्धी अस्थायित्व (Conditional instability) कहलाती है।

वास्तविक वायुमण्डल इसी अवस्था में होता है।

वाष्प की मात्रा के पूर्ण या लगभग सतृप्त होने पर हवा अस्थायी हो जाती है और सूखी या कम आर्द्र होने पर स्थायी।



चित्र (4.8)

4.65 अस्थायी होने पर वायुमण्डल में ऊर्ध्व धाराएँ (Vertical currents) उत्पन्न हो जाती हैं, जो भूतल की नमी को ऊपर ले जाती हैं।

4.70 वायुमण्डल की ऊष्मागतिकी (Thermodynamics of atmosphere)

निम्न अक्षांशों में ऊष्मा की नेट प्राप्ति तथा उच्च अक्षांशों में नेट ह्रास होती है। इस ताप-प्रवाह के कारण वायु प्रवाहित होती है, जो ऊष्मा को निम्न अक्षांशों में उच्च अक्षांशों की ओर ले जाती है। इस प्रकार, वायुमण्डल एक ताप-इंजन की भाँति कार्य करता है जिसमें ऊष्मा का स्रोत निम्न अक्षांश, सिक उच्च अक्षांश तथा कार्यकारी पदार्थ वायुराशि है। इस प्रवाह में ऊष्मा का कुछ भाग यान्त्रिकी ऊर्जा

में परिवर्तित हो जाता है। अतएव वायुमण्डल में ऊष्मागतिविज्ञान का प्रवेश आवश्यक है।

4.71 ऊष्मा-गतिकी का प्रथम नियम

यदि इकाई मात्रा की वायुराशि का, जिसका आयतन α है, dQ ऊष्मा प्रदान की जाए, तो (1) कुछ ऊष्मा वायुराशि का तापमान बढ़ाने के काम आएगी। यदि तापमान में वृद्धि dT है, तो इसके लिए आवश्यक ऊष्मा की मात्रा $= C_v dT$, जहाँ C_v स्थिर आयतन पर वायु की विशिष्ट ऊष्मा है।

(2) शेष ऊष्मा, वायु के प्रसार में प्रयुक्त होगी। यदि प्रसार $d\alpha$ हो, तो p दाब पर इसके लिए आवश्यक ऊष्मा की मात्रा $= p d\alpha$

$$\text{इस प्रकार } dQ = C_v dT + p d\alpha \quad \dots(i)$$

यह समीकरण ऊष्मागतिकी का प्रथम नियम कहलाना है।

4.72 रुद्धोष्म परिवर्तन की दशा में $dQ = 0$ ✓

$$\text{अतः } -C_v dT = p d\alpha$$

अर्थात् हवा फैलने पर ठण्डी होगी तथा सकुचित होने पर गर्म।

4.73 गैस समीकरण $p\alpha = RT$ में,

$$p d\alpha + \alpha dp = R dT \quad \dots(ii)$$

समीकरण (2) में $p d\alpha$ का मान (i) में रखने से

$$dQ = (C_v + R) dT - \alpha dp$$

$$\text{या } dQ = C_p dT - \alpha dp, \quad \dots(iii)$$

जहाँ C_p स्थिर दाब पर गैस की विशिष्ट ऊष्मा है। रुद्धोष्म स्थिति में

$$C_p dT = \alpha dp$$

$$\text{या } C_p dT = -\alpha g \rho dz$$

$$\text{या } C_p dT = -g dz$$

$$\text{या } -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p}$$

$$\text{या } \gamma_d = \frac{g}{C_p} \quad \dots(iv)$$

4.74 एन्ट्रॉपी (Entropy)

यदि बिना तापमान बढ़ने वायुराशि को रुद्धोष्म विधि से प्रसारित और फिर उतना ही संकुचित किया जाए, तो प्रक्रम उत्क्रमणीय (रिवर्सिबल) हो जाएगा। उस दशा में प्रति इकाई तापमान, प्रयुक्त हुई ऊष्मा का कुल योग शून्य होगा, अर्थात्

द्वितीय दशा

$$\int$$

प्रथम

राशि $d\phi = \frac{dQ}{T}$, दोनों दशाओं (परिवर्तन से पहले और बाद) में एनट्रॉपी का अन्तर कहलाती है। एनट्रॉपी का निरपेक्ष मान ज्ञात नहीं किया जा सकता। किसी स्वेच्छ मूल बिन्दु से इसका तुलनात्मक मान ज्ञात किया जा सकता है।

$$\therefore \phi = \phi_0 + \int \frac{dQ}{T}$$

जहाँ ϕ_0 मूल बिन्दु पर एनट्रॉपी का निरपेक्ष मान है।

4.75 अवस्थाओं का परिवर्तन सम एनट्रॉपिक कहलाता है जब,

$$d\phi = 0, \text{ या } \phi = \text{स्थिरांक}$$

इस स्थिति में स्पष्ट है कि $dQ = 0$

अतः सभी सम एनट्रॉपिक परिवर्तन रुद्धोष्म होते हैं। किन्तु सभी रुद्धोष्म प्रक्रम सम एनट्रॉपिक नहीं होते। सम एनट्रॉपिक होने के लिए प्रक्रमों का उत्क्रमणीय होना भी आवश्यक है।

$$4.76 \quad d\phi = \frac{dQ}{T} = \frac{C_p dT - \cancel{V} dp}{T}$$

$$\therefore d\phi = C_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p}$$

$$\therefore \phi = C_p \log T - R \log p + \phi_0$$

$$\phi = C_p \log \frac{T}{pR/C_p} + \kappa$$

$$\text{या} \quad \phi = C_p \log \theta + \kappa$$

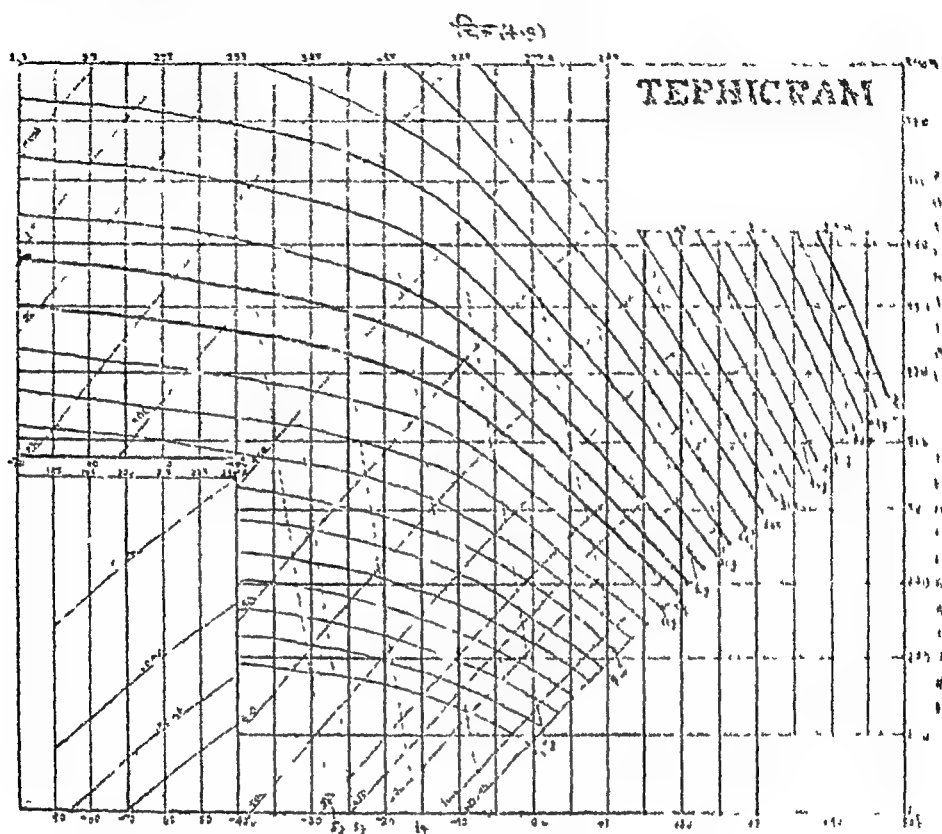
$$\therefore \phi \propto \log \theta$$

अतः एनट्रॉपी (ϕ) विश्व तापमान के लघु गणक के समानुपाती है।

4.80 तापमान-एनट्रॉपी आरेख या टी फाई ग्राम (Tephigram या T - ϕ gram)

मौसमी प्राचतों (पैरामीटर्स) जैसे, तापमान, दाब, आर्द्रता आदि के सतही और ऊर्ध्व वायुमण्डलीय प्रेक्षणों से वर्तमान मौसम अवस्था के बारे में निष्कर्ष निकालना और सही निष्पत्ति करना मौसम पूर्वानुमान के लिए बहुत महत्वपूर्ण है। इसके लिए कुछ ऊष्मागतिक ग्राह तैयार किए गए हैं, जिन पर इन प्राचतों का एक साथ आलेख करके इनका अध्ययन किया जाता है। ये रेखाचित्र तत्कालीन वायुमण्डलीय अवस्था का चाक्षुष चित्र प्रस्तुत करते हैं, जिनसे निष्कर्ष निकालना बहुत आसान हो जाता है। मौसम पूर्वानुमान केन्द्रों में सर्वाधिक प्रचलित ग्राह टीफाईग्राम के ग्राम से विख्यात है। भारतीय मौसम केन्द्रों में प्रयुक्त होने वाले टी-फाई (T- ϕ gram) ग्राम

का नमूना चित्र (4.9) में दिया गया है। इन पर तापमान, आर्द्रता (या कोसाऊ) और वायु वेग के आंकड़े, ऊँचाई के समुद्र सतह से स्तरित कर दिये जाते हैं, जिससे इनका ऊर्ध्वपर बंटन एक नजर में स्पष्ट हो जाता है।



481 टीफाईग्राम का X- अक्ष, तापमान (T) तथा Y-अक्ष, एनट्रॉपी (ϕ) व्यक्त करता है। अतः इसका नाम टी फाई ग्राम रखा गया है। चूँकि ϕ विभव तापमान के लघुगणक के समानुपाती होता है, अतः Y- अक्ष पर विभव तापमान (θ) ही अंकित किया जाता है।

1 इस प्रकार क्षैतिज रेखाओं पर विभव तापमान का मान स्थिर होता है और ये विभव तापमान की समरेखाएँ कहलाती हैं। चूँकि शुष्क एन्थैल्पी प्रक्रिया में विभव तापमान अचर रहता है, अतः इन रेखाओं को द्राई एन्थैल्पी वेड भी कहा है। Y- अक्ष पर विभव तापमान निरपेक्ष इकाईयों में दिया गया है। दायाँ ओर समानुपात एनट्रॉपी पैमाना भी दल/किग्राम/°C, डिग्रीस व्यक्त किया गया है।

2. उर्ध्वपर रेखाएँ समताप रेखाएँ हैं, ये नीचे °C तथा दायाँ ओर मिलीबार इकाईयों में अंकित की गई हैं।

3 दायाँ ओर से बायाँ क्षैतिज रेखाएँ समदाब रेखाएँ हैं, जिन पर मिलीबार अंकित किया

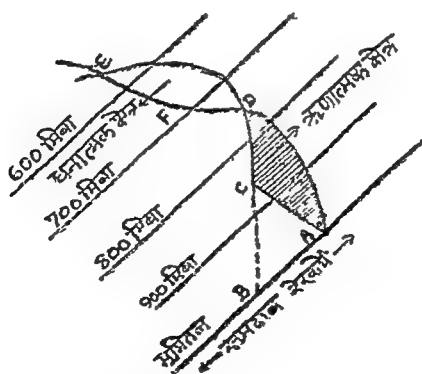
4. ऊपर को उभरी हुई वक्र रेखाएँ, जो दायी ओर उठ रही हैं, सतृप्त एडियाबेट (Saturation adiabat) है। ये रेखाएँ एक सतृप्त वायु राशि के तापमान और दाब के सम्बन्ध बतलाती हैं, जब सतृप्त वायुराशि छद्म रुद्धोष्म अवस्था में ऊपर या नीचे गति कर रही हो। सतृप्त रुद्धोष्म पथ पर चढ़ती हुई वायुराशि अपना सघनित जल खोती रहती है; अतः जब नीचे लौटाई जाती है, तो तुरन्त रुद्धोष्म उष्णान के कारण असतृप्त हो उठती है। अतः शुष्क रुद्धोष्म पथ पर लौटेगी। स्पष्ट है कि यह प्रक्रिया उत्क्रमणीय नहीं है।

5. दूटी हुई रेखाएँ, जो दायी से बायी ओर थोड़ी झुकी हुई हैं, ओमाक रेखाएँ हैं। ये समरेखाएँ आर्द्रता मिश्रण अनुपात को व्यक्त करती हैं और साधारणतः आइसोहाइग्रिक कहलाती हैं। ये रेखाएँ उस दाब और तापमान का बोध कराती हैं, जिस पर किसी दिए गए मात्रा की जलवाष्प 1 कि. ग्राम शुष्क वायु को सतृप्त कर देगी। आइसोहाइग्रिक पर 'ग्राम' इकाइयाँ अंकित की गई हैं। ओमाक पर आइसोहाइग्रिक का मान आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m) तथा शुष्क बल तापमान पर आइसोहाइग्रिक का मान सतृप्त आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m_s) के बराबर होता है, (यदि इकाई ग्राम/कि. ग्राम में ली जाए)।

6. मुख्य समदाब रेखाओं, जैसे—1000, 900, 850, 800, 700 मिली-बार आदि के मध्य छोटे-छोटे ऊर्ध्वाधर निगान आभासी तापमान के लिए ऊँचाई की घुट्टि पड़ते हैं।

4.82 गुप्त अस्थायित्व (Latent instability)

मान लीजिए वक्र, ADFE वायुमण्डल की सामान्य ह्रास दर प्रदर्शित करती है और ACDE उठाई गई वायु राशि का मार्ग है।



चित्र (4.10)

छायांकित क्षेत्र ACDA में वायु राशि का तापमान ग्रामपाम के वायुमण्डल की अपेक्षा कम होगा। अतः इस क्षेत्र में स्थायित्व रहेगा। किन्तु बिन्दु D के पश्चात् उठती हुई वायु राशि आसपास की अपेक्षा गर्म हो जाती है। अतः स्वयंमेव रुद्धोष्म

प्रथम में उठती जाएगी। चित्र (4.10) में स्पष्ट है कि बिन्दु D के नीचे वायुमण्डल में स्थायित्व है किन्तु यदि किसी प्रक्रिया द्वारा वायुराशि D तक उठा दी जाए, तो उसमें अस्थायित्व का गुण स्वन. आ जाएगा।

क्षेत्र ACDA को ऋणात्मक तथा क्षेत्र DFED को धनात्मक कहते हैं। यदि धनात्मक क्षेत्र, ऋणात्मक क्षेत्र से अधिक है, तो वायुमण्डल अस्थायी कहा जाएगा। इसे गुप्त-अस्थायित्व कहते हैं। इसका कारण यह है कि D के बाद वायुराशि में गुप्त ऊष्मा मुक्त होने लगती है, जिससे उसका तापमान बढ़ता है और अस्थायित्व का गुण उत्पन्न होता है।

4.83 विभव-अस्थायित्व (Potential Instability)

अपेक्षाकृत मंटी तब की वायुराशि में माधारणतः निचला भाग अधिक ग्राह्य होता है। जब यह वायु ऊपर उठाई जाती है तो इसका निम्न भाग पहले संतृप्त हो जाने के कारण, संतृप्त रुढ़ोष्म वक्र में ठंडी होनी है जबकि ऊपरी भाग शुष्क रुढ़ोष्म वक्र, अर्थात् तेजी से ठंडा होना जाता है। परिणामस्वरूप निचला भाग अपेक्षाकृत गर्म होने में अस्थायित्व उत्पन्न कर लेता है और ऊपर उठ जाता है। इसे विभव अस्थायित्व कहते हैं। विभव अस्थायित्व के लिए अनुकूल परिस्थिति यह है कि टोन्डैंगम पर छात्र उत्पन्न की रेखा की ढाल (Slope) संतृप्त रुढ़ोष्म वक्र से अधिक हो।

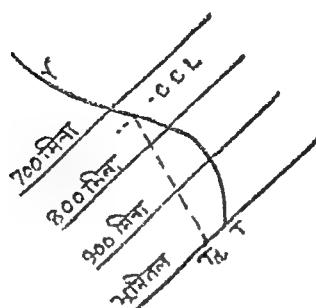
4.84 टोन्डैंगम के कुछ उपयोग

ऊष्मा गति के कुछ वायुमण्डलीय घातक (मैंगमेटर्स) टोन्डैंगम द्वारा बड़ी सफलता से जाना जा सकता है जैसे विभव तापमान (6), शुष्क रुढ़ोष्म तापमान में शुष्क रुढ़ोष्म वक्र के समानान्तर 1000 मिमीबार स्तर तक रेखा खींचें। 1000 मिमीबार पर जो तापमान पढ़ा जाएगा वही 6 है।

उत्थानन संघनन स्तर या L. C. L. (lifting condensation level)—शुष्क रुढ़ोष्म तापमान में शुष्क रुढ़ोष्म, ग्राह्य रुढ़ोष्म तापमान में शुष्क रुढ़ोष्म तथा ग्रोमेट के ग्राह्य रुढ़ोष्म तापमान के बिन्दु को L. C. L. या लैफ्टिंग बिन्दु कहते हैं और यह नियम नामक का सूत्रात्मक (proposition) कहलाता है ग्राह्य रुढ़ोष्म तापमान (7) और विभवग्राह्य रुढ़ोष्म तापमान (6)।

$$\text{तुल्यांक-तापमान (Te)} = T + 2.5 m$$

$$\text{तुल्याक विभव तापमान (\theta_0)} = \theta + 3 m$$



चित्र (4.11)

आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m) - आंशिक पर आइसोहाइमिक का मान अन्त-वशन (interpolation) द्वारा ज्ञात किया जा सकता है। यही m का मान होगा।

संतृप्त आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m_s) - शुष्क वरव तापमान पर आइसोहाइमिक का मान m_s होगा।

संवाहनिक संपन्न स्तर या C C L. (convective Condensation level) *'

जिस बिन्दु पर वायुमण्डलीय तापमान वक्र को भूमिस्तरीय आंशिक से आइसोहाइमिक रेखा काटती है, वह C. C. L. कहलाता है।

4.85 उदाहरण

टीफाईग्राम पर निम्नांकित आंकड़ों का आलेख तैयार कीजिए

दिल्ली, 9 1 73/05 30 बजे सुबह का रेडियो सोन्डे का प्रेक्षण

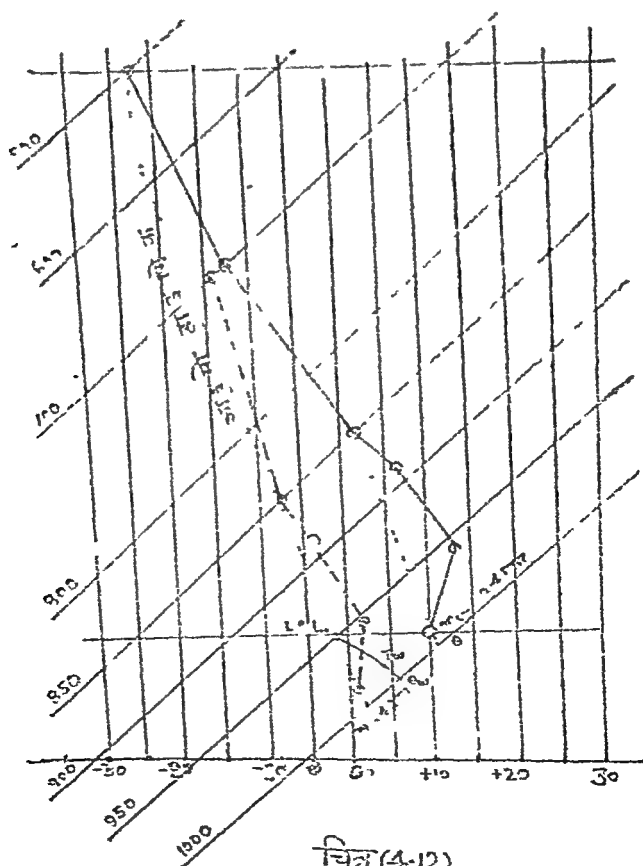
दाव स्तर मिलीबार	ऊँचाई (मीटर)	तापमान	आंशिक	वायु दिशा उत्तर से कोण	गति (नारि कल मील/घटा)
983	भूमितल	10.0	1.0	315	10
954		13.4	3.4	—	—
885	1483	6.8	-4.2	—	—
850	1483	2.4	-5.6	315	12
700	3022	-15.7	-7.0	295	10
500	5700	-15.7		295	35
400	7350	-36.9		300	40
300	10550	-49.9		275	80
200	12010	-51.0		270	85
150	13850	-59.3		275	83
100	16360	-63.5		260	52

1. भूमितल और 850 मिलीबार स्तर पर आर्द्र बल्ब तापमान (T_w) ज्ञान कीजिए ।
2. भूमि व्युत्क्रमण तह की मोटाई ज्ञात कीजिए ।
3. भूमितल और 850 मिलीबार पर विभव तापमान θ , आर्द्रबल्ब विभव तापमान (θ_w), आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m) तथा संतृप्त आर्द्रता मिश्रण अनुपात (m_s) का मान ज्ञात कीजिए ।
4. L. C. L. तथा C. C. L. की ऊँचाई ज्ञात कीजिए ।
5. क्षोभ सीमा की ऊँचाई और तापमान क्या होगा ।
6. वायुमण्डल की स्थिरता अवस्था ज्ञात कीजिए ।

हल (1) and (3)

	T_w ($^{\circ}\text{C}$)	θ ($^{\circ}\text{C}$)	θ_w ($^{\circ}\text{C}$)	m ग्राम प्रति कि.ग्राम	m_s ग्राम प्रति कि.ग्राम
भूमितल	4.7	6.0	10.6	4.2	10.4
850 मिलीबार	0.8	21.0	14.2	3.2	7.8

2. भूमि व्युत्क्रमण तह की मोटाई = $983 - 955 = 28$ मिलीबार



चित्र (4-12)

4. L. C. L. = 868 मिलीबार और

C. C. L. = 700 मिलीबार

5. धोम सीमा स्तर = 250 मिलीबार या 10.550 किलोमीटर धोम सीमा का तापमान = -50.0°C

6. भूमि व्युत्क्रमण से स्पष्ट है कि निचले तहों की वायु स्थायी है।

उदाहरण निम्नांकित रेडियो सोन्डे प्रेक्षण से 1000 से 600 मिलीबार तक के वायुमण्डल में उपस्थित अवक्षेपण योग्य कुल वाष्प की मात्रा ज्ञात कीजिए।

कलकत्ता, जुलाई 20.1968, 05.30 बजे प्रातः

दाब स्तर (मिलीबार)	तापमान ($^{\circ}\text{C}$)	ग्रीसाक ($^{\circ}\text{C}$)
1000	27	-25
950	24	22
900	22	20
850	18	17
800	16	14
750	14	11
700	11	8
650	8	3
600	3	-1
550	1	-4
500	-4	—
450	-9	—
400	-14	—
350	-21	—
300	-29	—
250	-39	—
200	-52	—
150	-66	—
100	-80	—

हल कुल अवक्षेपीय वाष्प की मात्रा ज्ञात करना

सिद्धान्त . एक इकाई क्षेत्रफल के वायु स्तम्भ में अवक्षेपीय वाष्प की मात्रा उस स्तम्भ में स्थित कुल जल की मात्रा है। यदि जल का घनत्व ρ_v हो, तो ΔZ ऊँचाई के स्तम्भ में स्थित जल की मात्रा

$$\Delta w = \rho_v \Delta Z$$

$$= q \rho \Delta Z \text{ (जहाँ } \rho \text{ वायु का घनत्व है, } q = \frac{\rho_v}{\rho} \text{)}$$

$$= \frac{q}{g} \Delta p, \text{ (कृपण चिह्न छोड़ दिया गया है)}$$

प्रस्तुत प्रश्न में 600 मिलीबार तक के वायु स्तंभ को निम्नांकित तहों में बाँटा जा सकता है:—

$$1000-900, 900-800, 800-700, 700-600.$$

$$\text{प्रथम तह के लिए } \Delta p = 100 \times 1000 \text{ डाइन/सेमी}^2$$

$$\text{तथा } g = 980 \text{ डाइन/सेमी}^2$$

$$\text{औसत आर्द्रता मिश्रण अनुपात } m = 18 \text{ ग्राम/कि.ग्राम}$$

$$\therefore q = \frac{m}{1000+m} = \frac{18}{1018} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\text{इस तह में कुल अवक्षेपीय जल, } w_1 = \frac{18 \times 100 \times 1000}{1018 \times 980}$$

$$= 1.8 \text{ ग्राम}$$

$$\text{दूसरे तह (900-800) के लिए औसत } m = 15 \text{ ग्राम/कि.ग्राम}$$

$$\therefore q = \frac{15}{1015} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\therefore w_2 = \frac{15 \times 100 \times 1000}{1015 \times 980}$$

$$= 1.5 \text{ ग्राम}$$

$$\text{तीसरे तह (800-700) मिलीबार के लिए औसत } m = 11 \text{ ग्राम/कि.ग्राम}$$

$$\therefore q = \frac{11}{1011} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$w_3 = \frac{11 \times 100 \times 1000}{1011 \times 980}$$

$$= 1.1 \text{ ग्राम}$$

चौथे तह (700–600 मिलीबार) के लिए, औसत $m = 7.5$ ग्राम/कि.ग्राम

$$\therefore q = \frac{7.5}{1007.5} \text{ ग्राम/ग्राम}$$

$$\therefore w_4 = \frac{7.5 \times 100 \times 1000}{1007.5 \times 980}$$

$$= 0.8 \text{ ग्राम}$$

$$\text{कुल जल वाष्प की मात्रा} = w_1 + w_2 + w_3 + w_4$$

$$= 5.2 \text{ ग्राम}$$

मेघ और अवक्षेपण

(CLOUDS AND PRECIPITATION)

5.10 वायुमण्डलीय वाष्प का संघनन (Condensation)

तापमान घटने या आर्द्रता बढ़ते रहने से वायुमण्डलीय वाष्प, संतृप्तता बिन्दु तक पहुँच जाती है और फिर जलकणों के रूप में संघनित होना आरम्भ कर देती है। जब नम हवा ऊपर उठ कर प्रसार द्वारा श्रोसांक तक शीतल होती है, तो मेघ कणों में तथा जब सर्दियों में भूमितल का तापमान घटने से शीतलन होता है, तो वाष्प कुहरा कणों में संघनित होती है। संघनन के लिए एक सतह की आवश्यकता होती है, जिस पर जलकण अपने आप को स्थापित कर सकें। यह सतह संघनन केन्द्रक कहलाती है। केन्द्रको की अनुपस्थिति या अत्यन्त अभाव के कारण, तापमान के श्रोसांक से नीचे आ जाने पर भी हवा संघनित नहीं हो पाती। ऐसी हवा अति-संतृप्त कहलाती है। अतिसंतृप्तता की दशा में हवा की सापेक्ष आर्द्रता 100% से अधिक सम्भव है। वास्तविक वायुमण्डल में अतिसंतृप्तता बहुत थोड़ी सीमा तक ही पाई जाती है और वह भी साधारणतः ऐसी हवा में, जो प्रदूषणों से बिल्कुल मुक्त हो।

यूँ तो वायुमण्डल में पर्याप्त मात्रा में भूल आदि के सूक्ष्म कण विद्यमान रहते हैं, किन्तु सभी कण संघनन केन्द्रक नहीं बन सकते। संघनन केन्द्रक वही कण बन सकते हैं, जिनमें जल वाष्प के प्रति आकर्षण हो। इन्हें आर्द्रता ग्राही (Hygroscopic) केन्द्रक कहते हैं। वायुमण्डल में विद्यमान जलकण स्वतः संघनन केन्द्रक का कार्य करते हैं। ये मम-केन्द्रक कहलाते हैं, किन्तु वायु-मण्डल में बहुत कम मिलते हैं। दूसरे केन्द्रक जैसे, नमक, धूल के कण, अथवा चिमनियों से निकले वायु प्रदूषक, विषम-केन्द्रक कहलाते हैं।

केन्द्रक यदि अधिक आर्द्रता ग्राही है, तो संतृप्तता की अवस्था से पूर्व ही संघनन हो सकता है। ऐसी दशा में हवा उपसंतृप्त कहलाती है। सापेक्ष आर्द्रता 100% से कम पर भी कुछ कुहरे या कुहासों का पाया जाना इसी का परिणाम है।

5.11 यदि श्रोसांक 0°C से कम है, तो जल वाष्प हिमकणों के रूप में संघनित होगा। गैस से सीधे-ठोस में परिवर्तित होने की यह क्रिया उर्ध्व-पातन (सब्लिमेशन) कहलाती है। अत्यधिक सर्दियों वाली रात्रि में श्रोसांक हिमांक बिन्दु से साधारणतः नीचे आ जाता है और भूमितल की हवा जब इस सीमा के नीचे

शीतल हो जाती है, तो घास या फसल की पत्तियों पर, हिम कणों के रूप में जम जाती है। इसी को तुषार या पाला के नाम से जाना जाता है।

5.12 वायु विलय (Aerosol)

वायुमण्डल में निलम्बित ठोस या द्रव के सूक्ष्म कण वायु विलय कहलाते हैं। वायु विलय की सान्द्रता प्रति घन सेमी प्राकृतिक हवा में इनकी संख्या से जानी जाती है। इनका आकार साधारणतः 10^{-7} से 10^{-3} सेमी व्यास तक का होता है। ये वायु विलय आर्द्रता आर्ही प्रकृति के होने पर सघनन केन्द्रक का कार्य कर सकते हैं। 10^{-7} सेमी से कम व्यास वाले कण, जो वायुमण्डल में बहुत कम पाए जाते हैं, ब्राउनियन-कण कहलाते हैं और इनकी गति ब्राउनियन गति कहलाती है। ये कण इतने छोटे होते हैं कि इन पर सघनन होना सम्भव नहीं है।

10^{-3} सेमी व्यास से बड़े कण भारी होने के कारण, वायु के बहाव में नथम कर बूंदों के रूप में नीचे गिरना आरम्भ कर देते हैं।

वायु विलय साधारणतः तीन वर्गों में बांटे जा सकते हैं

(1) एटकन केन्द्रक

ये 10^{-7} से 10^{-5} सेमी व्यास के सूक्ष्मकण होते हैं, जो साधारणतः अवक्षेपण में कोई भाग नहीं लेते। इनकी सान्द्रता महासागरों के ऊपरी वायुमण्डल में निम्नतम होती है, जहाँ प्रति घन सेमी एटकन केन्द्रक कुछ सौ की संख्या में मिलते हैं। औद्योगिक नगरों में भूमि तल के पासपास एटकन केन्द्रकों की सान्द्रता कुछ लाख प्रति घन सेमी तक पायी जाती है। किसी स्थान विशेष पर इनकी सान्द्रता, मौसम तत्वों, जैसे-वायु वेग, सवाह्निक मिश्रण, आर्द्रता, सौर ऊष्मा आदि पर निर्भर करती है।

(2) घृह्य केन्द्रक

ये कुछ बड़े (10^{-5} - 10^{-4} सेमी व्यास) केन्द्रक हैं, जो मौसमी तत्वों द्वारा अवक्षेपण में सबसे अधिक भाग लेते हैं। इनकी सान्द्रता कुछ से लेकर कुछ सौ केन्द्रक/घन सेमी तक पायी जाती है। औद्योगिक क्षेत्रों में प्रदूषकों के कारण सान्द्रता और बढ़ जाती है।

(3) विशाल केन्द्रक

ये सबसे बड़े आकार (10^{-4} - 10^{-3} सेमी व्यास) के वायुविलय हैं, जो अवक्षेपण में सबसे अधिक भाग लेते हैं। समुद्रों के ऊपर नमक कणों तथा औद्योगिक क्षेत्रों में प्रदूषकों के रूप में इनकी अधिकता पायी जाती है। जलकणों के बनने के समय, सभी घृह्य और विशाल कण सघनन केन्द्रक बनाने की क्षमता रखते हैं।

5.13 वायुविलय के स्रोत

वायुमण्डलीय वायु-विलय निम्नांकित पांच विधियों द्वारा उत्पन्न होते हैं

(1) जलवाष्प के सघनन या उर्ध्वपातन।

(2) मानव निर्मित औद्योगिक चिमनियों तथा मोटर गाड़ियों द्वारा निकले प्रदूषक।

(3) वायुमण्डलीय द्रैस गँसो पर सौर विकिरण तथा आर्द्रता के फोटो रासायनिक प्रक्रिया द्वारा ।

(4) पृथ्वी सतह के यान्त्रिक विनाश या अपरदन (erosion) द्वारा उत्पन्न ठोस कणों का वायुमण्डल में प्रकीर्णन (dispersal) ।

समुद्र से नमक के कणों तथा थल से खनिज धूल कणों का वायुमण्डल में व्याप्त होना इसका उदाहरण है ।

(5) उन केन्द्रकों के स्कन्दन (Coagulation) से जो दूसरे केन्द्रकों से मिलकर बड़े कणों का निर्माण करते हैं ।

5.14 मेघों का बनना

वायुमण्डल में जलकणों या हिमकणों का चाक्षुष (Visual) रूप बादल कहलाता है । मेघ कण जलवाष्पों के संघनन द्वारा उत्पन्न होते हैं ।

हवा का कर्षण (drag) प्रतिरोध इन मेघ कणों को नीचे गिरने से रोकता है । ये कण हवा में तैरते हैं तथा विभिन्न प्रक्रमों के अन्तर्गत विकसित होते रहते हैं । कोई मेघकण जब पर्याप्त आकार ग्रहण कर लेता है, तो अपने भार के कारण वर्षा की बूँदों के रूप में गिरने को बाध्य हो जाता है । जब मेघ कण का भार कर्षण प्रतिरोध के ठीक बराबर हो जाता है तो वह जिस वेग से नीचे की ओर गिरता है वह उसका अन्तिम वेग (terminal velocity) कहलाता है । इस अवस्था में त्वरण शून्य होता है । अन्तिम वेग का मान मेघ कणों के आकार के साथ बदलता जाता है । बड़े कण, छोटे कणों की अपेक्षा तीव्र गति में गिरते हैं ।

कर्षण प्रतिरोध (D), अन्तिम वेग (v) तथा बूँद या व्यास (d) निम्नांकित सम्बन्धों में बँधे हैं .

$$D = K \rho v^2 d^2,$$

जहाँ K एक स्थिरांक तथा ρ हवा का घनत्व है । जल कणों के विभिन्न आकारों के लिए ν का मान सारिणी (5.1) में दिया गया है ।

सारणी (5.1)

कणों का विवरण	कणों का व्यास (मिमी)	अन्तिम वेग (मीटर/सेकण्ड)
वर्षा की बड़ी बूँद	5	8.9
वर्षा की छोटी बूँद	1	4.0
वर्षा की सूक्ष्म बूँद	0.5	2.8
फुहार कण	0.2	1.5
वृहत् मेघ कण	0.1	0.3
साधारण मेघ कण	0.05 से 0.01	0.076 से 0.003
सूक्ष्म कण	0.001	0.007

5-6 मिमी व्यास से बड़ी जल की बूँदें कई बूँदों में साधारणतः टूट जाती हैं, अतः वास्तविक रूप में v की अधिकतम सीमा निर्धारित की जा सकती है।

5.15 सामान्य रूप से हवा का, ओर्माक के नीचे तक शीतलन निम्नांकित प्रक्रमों द्वारा होता है :

(1) ठंडे भूमितल से संचालन द्वारा शीतलन

इस प्रक्रम से भूमि तल और उसके समीप की वायु तब शीतल होती है, जिससे जल वाष्प ग्लोस कणों के रूप में सघनित हो जाते हैं। यदि ओसाक 0°C में कम हुआ, तो वाष्प का उर्ध्वपातन तुषार के रूप में सम्भव है। विद्युद्व (turbulent) मिश्रण द्वारा यदि शीतलन कुछ ऊपर तक फैल गया तो कुहरा या कुहासा उत्पन्न हो सकता है।

(2) वायु राशियों के उत्पादन से प्रसार के कारण

रूद्धोष्म शीतलन होता है और इसी शीतलन के कारण, वाष्प सघनित होकर होकर मेघकणों को जन्म देते हैं।

सवाह्निक धाराओं के अतिरिक्त पर्वतीय ढाल तथा विक्षोभों द्वारा भी वायु राशियाँ ऊर्ध्वदिश गति प्राप्त कर लेती हैं।

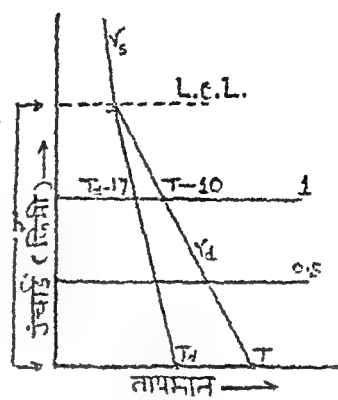
(3) विकिरण द्वारा शीतलन

(4) शीतल हवा या नमी के अभिवहन से

5.16 उत्पादन सघनन स्तर (L. C. L.) पर सघनन क्रिया आरम्भ होती है, अतः इस स्तर को सवाह्निक मेघों का आधार माना जा सकता है तथा इसकी ऊँचाई ठी फाई ग्राम द्वारा सरलतापूर्वक पढ़ी जा सकती है।

उत्थापन संघनन स्तर की ऊँचाई ज्ञात करने की एक विधि और है।

असंतृप्त वायु राशि का ह्रास दर (D. A. L. R) = 10°C प्रति किमी। ऊँचाई के साथ ओसाक भी घटता जाता है, जिसका ह्रास दर सामान्य अवस्था में लगभग $1.7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ पाया जाता है। मान लीजिए, भूमितल पर वायु राशि का ताप मान T तथा ओसाक T_d है। वायु राशि के उठने से T , $10^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ तथा T_d , $1.7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ की दर से कम होता जाएगा। उत्थापन संघनन स्तर पर वायु राशि संतृप्त हो जाएगी। अतः T और T_d बराबर हो जाएँगे।



चित्र (5.1)

चूँकि 1 किमी बढ़ने में T और T_d का अन्तर $(10 - 1.7) = 8.3^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ घटता है, अतः अन्तर $T - T_d$ को शून्य कर देने में वायुराशि को यदि h ऊँचाई तक उठना पड़े, तो

$$h = \frac{1000}{8.3} (T - T_d) \text{ मीटर}$$

$$= 120 (T - T_d) \text{ मीटर (लगभग)}$$

h उत्थापन संघनन स्तर की ऊँचाई है।

5.20 वक्रता और विलेय प्रभाव (Curvature and Solute effect)

जब हवा संतृप्त हो जाती है, तो उसका वाष्पदाव, संतृप्त वाष्पदाव कहलाता है। इस अवस्था में वायुराशि में वाष्प और जल कण सन्तुलन की अवस्था में रहते हैं। संतृप्त वाष्प दाव का मान विभिन्न वक्रता सतहों पर अलग-अलग होता है।

यदि किसी समतल सतह पर शुद्ध हवा का संतृप्त वाष्प दाव e_s और किसी वक्र सतह पर e'_s हो तो

$$e'_s = e_s \left(1 + \frac{k}{r} \right)$$

जहाँ k , एक धनात्मक स्थिरांक तथा r सतह की वक्रता त्रिज्या है। वायु मण्डलीय संघनन साधारणतः गोलाकार (उत्तल) सतह वाले केन्द्रों पर होता है। इस सम्बन्ध में दो निष्कर्ष निकलते हैं -

(1) वक्र तलों (उत्तल) पर संतृप्त वाष्प दाव की मात्रा अधिक है। अतः संघनन केन्द्रों पर वाष्प को संघनित होने के लिए अति-संतृप्त होना अनिवार्य है। यह प्रभाव संघनन अर्थात् मेघकणों की उत्पादन क्षमता को घटाता है।

(2) r , जितना कम होगा (अर्थात् मेघकण जितने छोटे होंगे) अति-संतृप्तता की प्राप्यकता उतनी ही अधिक होगी। बूँदें बड़ी होने पर अपेक्षाकृत सरलता से उन

पर सघनन हो जाता है। स्पष्ट है कि मेघ कणों की वृद्धि दर उनके आकार के समानुपाती होगी अर्थात् बड़े कण छोटे कणों की अपेक्षा तेजी से विकसित होंगे।

उपर्युक्त प्रभाव सघनन पर वक्रता-प्रभाव कहलाता है।

5.21 वायुमण्डलीय हवा सामान्यतः प्रदूषणों से विलुक्त मुक्त नहीं होती। इसमें कुछ लवण सदा घुले रहते हैं। यह विलयन भी सतृप्त दाब पर प्रभाव डालता है, जिसे विलेय-प्रभाव कहते हैं। शुद्ध हवा की अपेक्षा दूषित हवा किसी सतह पर शीघ्र सघनित होने की प्रवृत्ति रखती है। यह प्रभाव मेघ कणों की वृद्धि के अनुकूल और वक्रता प्रभाव के विपरीत होता है।

यदि किसी सतह पर शुद्ध हवा का संतृप्त वाष्प दाब e_s तथा प्रदूषण युक्त हवा का सतृप्त वाष्प दाब e'' , हो, तो

$$e'' = e_s \left(1 - \frac{C}{r^3} \right)$$

जहाँ r सघनन केन्द्रक (मेघ-कण) की त्रिज्या तथा C एक स्थिरांक है। यह स्थिरांक घुले हुए लवण की सान्द्रता तथा उसके आणविक भार पर निर्भर करता है। इस समीकरण के अनुसार, दूषित हवा का सतृप्त वाष्प दाब, शुद्ध हवा के संतृप्त वाष्प दाब से कम होगा, अर्थात् दूषित हवा, शुद्ध हवा से पहले ही सतृप्त हो जाएगी।

5.22 उपर्युक्त दोनों प्रभावों के संयुक्तीकरण से निम्नांकित समीकरण प्राप्त होता है

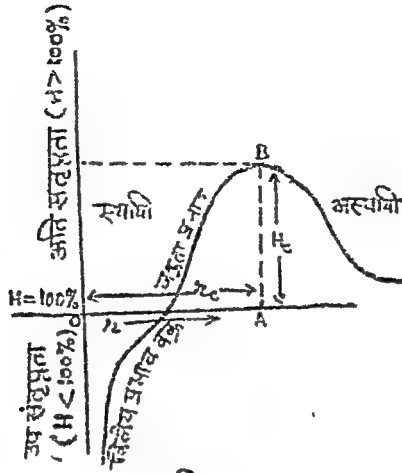
$$e_{sc} = e_s \left(1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \right)$$

जहाँ A और B स्थिरांक हैं और e_{sc} परिणामी सतृप्त वाष्प दाब है।

यदि $\left(\frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \right)$ धनात्मक है, तो वक्रता प्रभाव प्रमुख होता है। इस दशा में सघनन के लिए अतिसतृप्तता की आवश्यकता होगी। सापेक्ष आर्द्रता 100% से अधिक पायी जाएगी। बड़े मेघ कणों के लिए (जहाँ r का मान अधिक हो) यह स्थिति लागू हो सकती है।

बहुत छोटे कणों के लिए साधारणतः $\left(\frac{A}{r} - \frac{B}{r^3} \right)$ ऋणात्मक हो जाती है तथा इस अवस्था में विलेय प्रभाव प्रमुख हो जाता है, जिससे 100% से कम सापेक्ष आर्द्रता पर भी केन्द्रकों पर सघनन हो सकता है।

छोटे कणों पर विलेय प्रभाव तथा बड़े कणों पर वक्रता प्रभाव की प्रमुखता चित्र (5.2) में स्पष्ट की गई है।



चित्र (5.2)

r बढ़ने से H का मान बढ़ जाता है, किन्तु यह मान एक उच्चतम बिन्दु (H_c) के बाद r के साथ घटने लगता है। H_c को क्रान्तिक सापेक्ष आर्द्रता तथा उसके संगत अर्द्ध व्यास r_c को क्रान्तिक अर्द्ध व्यास कहते हैं। क्रान्तिक रेखा AB के दायी ओर जलकणों से वाष्पीकरण नहीं होता, जबकि बायी ओर होता रहता है। इससे शब्दों में AB से बायी ओर जहाँ H घटने से r का मान घटता है, स्थायी वायुमण्डल की अवस्था रहती है, जबकि दायी ओर का वायुमण्डल अस्थायी होता है। इस प्रकार दायी ओर H का मान घटने पर γ का घटना समझाया जा सकता है।

$$\text{क्रान्तिक बिन्दु B पर } \frac{dH}{dr} = 0, \text{ जहाँ } H = 1 + \frac{A}{r} - \frac{B}{r^3}$$

$$\therefore r_c^2 = \frac{3B}{A}$$

5.23 उपर्युक्त व्याख्या से यह स्पष्ट है कि जैसे-जैसे जल कण बड़े होते जाते हैं, सघनन के लिए सामान्य संतृप्तता ($H = 100\%$) के निकट होते जाते हैं तथा इन पर वक्रता और विलेय, दोनों प्रभाव कम हो जाते हैं। एक सीमा के बाद जल की वृद्धि शुद्ध जल तथा समतल सतह की ही उपगामी बन जाती है।

5.24 इस प्रकार मेघ कणों की वृद्धि दर निम्नांकित बातों पर निर्भर करती है

1. केन्द्रक का आकार
2. केन्द्रक की प्रकृति
3. हवा की अति-संतृप्तता

4. हवा का प्रसरण-गुणांक

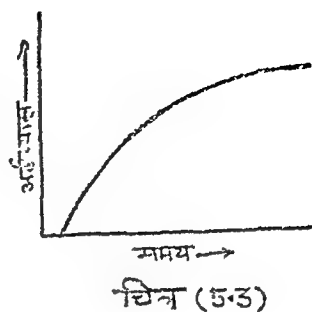
5. केन्द्रक की ताप संचालकता

कणों का अर्द्ध व्यास और समय का ग्राफ अर्द्ध घन परवलयीय (semi cubical parabola) चित्र (5.3) होता है। यदि तापमान 0°C , सतृप्तता 105% तथा केन्द्र का प्रारम्भिक अर्द्ध-व्यास .00075 मि.मी. हो, तो कण को,

001 मि.मी. होने में 2 सैकण्ड,

01 मि.मी. होने में 2700 सैकण्ड

तथा .04 ,, 45000 सैकण्ड लगेंगे।



5.30 मेघों का वर्गीकरण

शीतलन तथा संघनन प्रक्रमों के आधार पर, सन् 1803 में पहली बार ल्यूक होवर्ड ने मेघों का, विभिन्न प्रकारों में सफलता पूर्वक वर्गीकरण किया। तब से कई अन्तर्राष्ट्रीय समितियों ने मेघों के नए-नए नाम देकर अनेक वर्गीकरण प्रस्तुत किए। वर्तमान स्वीकृत वर्गीकरण विश्व मौसम संघ के तत्वावधान में 'मेघ और जलों की अध्ययन समिति' ने तैयार किया, जो सन् 1956 में मेघ-एटलस के नाम से चार भागों में प्रकाशित किया गया है।

मेघों का बनना, उनमें वृद्धि या ह्रास होना वायुमण्डल में एक अविरत प्रक्रम है, अतः व्यष्टित्व (individuality) के आधार पर, अनगिनत प्रकार के मेघ सम्भव हैं, अतः उनके वर्गीकरण के लिए कुछ महत्वपूर्ण धाराएँ निश्चित करली गई हैं, जैसे —

1. भूमितल से मेघ के आधार तथा शीर्ष की ऊँचाई
2. मेघ के उर्ध्वाधर विस्तार का माप ✓
3. मेघ कणों की प्रकृति (वाष्प कण, जल कण या हिम कण) .

5.31 प्रेक्षकों से यह ज्ञात हो चुका है कि मेघों के आधार (निचला तल जो भूमि से दिखाई देता है) की ऊँचाई अलग-अलग प्रकारों के लिए अलग-अलग होती है। उष्ण कटिबन्धों में यह ऊँचाई समुद्रतल से 18 किमी ऊँचाई तक साधारणतः हो सकती है। उच्च अक्षांशों में यह ऊँचाई कम होती जाती है, क्योंकि मेघ सामान्य रूप से क्षोभ सीमा के नीचे ही बनते हैं और यह सीमा अक्षांशों के साथ घटती जाती है।

आधार तल की ऊँचाई के अतिरिक्त मेघों का उर्ध्वाधर विस्तार अलग-अलग पाया जाता है। कुछ मेघ पतली तह के 'स्तरी प्रकार' के होते हैं, तो कुछ उर्ध्वाधर वायुमण्डल में बहुत ऊँचाई तक स्तम्भ की भाँति विकसित रहते हैं, जैसे—वज्रपात के मेघ। सवाहनिक धाराएँ तथा वायुमण्डलीय अस्थिरता मेघों का उर्ध्वाधर विकास करने में सहायक होती है।

मेघ कणों का प्रकार भी कुछ सीमा तक मेघ को अलग-अलग पहचानने में सहायक हो सकता है। निचले स्तर पर बनने वाले मेघ, वाष्प या जल कणों से बनते

हैं जबकि हिमांक तल से ऊपर मेघ माधारणतः हिम कणों या कुछ मात्रा में अति-शीतल, जल कणों से युक्त रहते हैं।

5.32 आधार तल की ऊँचाई के आधार पर मेघ तीन समूहों में विभक्त किए गए हैं;

(1) निम्न मेघ (2) मध्यम मेघ (3) उच्च मेघ।

इन मेघों के आधार तलों की ऊँचाइयाँ वायु मण्डलीय कारणों से उष्ण कटिबंध, मध्य अक्षांश तथा ध्रुवीय क्षेत्रों के लिए अलग-अलग निश्चित की गई है। इस प्रकार .

सारणी (5.1)

मेघ-आधार तलों की ऊँचाई सीमा

मेघ समूह	उष्ण कटिबंध	शीतोष्ण कटिबंध	ध्रुवीय क्षेत्र
निम्न मेघ	भूमि तल-2 किमी.	भूमि तल-2 किमी	भूमि तल-2 किमी.
मध्यम मेघ	2-8 किमी.	2-7 किमी.	2-4 किमी
उच्च मेघ	6-18 किमी	5-13 किमी	3-8 किमी.

उच्च मेघों की ऊपरी सीमा विभिन्न अक्षांशों में वहाँ की क्षोभ सीमा की ग्रीसत ऊँचाई में लगभग बराबर ही रखी गई है।

5.33 मेघ-वर्णों के आधार पर उपर्युक्त समूहों का पुन. उप विभाजन किया गया है। मुख्य मेघ प्रकार सारणी (5.2) में दिये गये हैं। अन्तिम कॉलम में इन प्रकारों का सक्षिप्त नाम दिया गया है, जो इनके लैटिन नामों के सक्षिप्तीकरण से बनाया गया है।

निम्न मेघ पुन दो उप-समूहों में बाँट दिए गए हैं

1 वे मेघ, जिनका ऊर्ध्वाधर विस्तार नहीं होता है। ये साधारणतः एक पतली तह के रूप में क्षैतिज विस्तार के मेघ हैं। इन्हें स्तरी-मेघ कहते हैं।

2. वे मेघ जिनमें अत्यधिक ऊर्ध्वाधर विस्तार होता है। ऊर्ध्वाधर वायु-धाराओं द्वारा आर्द्रता के उत्पादन के परिणामस्वरूप ही इन मेघों का विकास होता है। ये कपासी या ऊर्ध्व विस्तार के मेघ कहलाते हैं।

सारणी 5 2

मेघ समूह	उप विभाजन	संक्षिप्त नाम
उच्च मेघ	1 पक्षाभ (Cirrus)	Ci
	2. पक्षाभ स्तरी (Cirrostratus)	Cs
	3. पक्षाभ कपासी (Cirrocumulus)	Cc
मध्यम मेघ	1 मध्य स्तरी (Altostratus)	As
	2. मध्य कपासी (Alto cumulus)	Ac
निम्न मेघ 1. निम्न स्तरी मेघ	1 स्तरी (Stratus)	St
	2 स्तरी कपासी (Strato cumulus)	Sc
	3. कपासी (Cumulus)	Cu
	4 कपासी वर्षी या वज्रपात मेघ (Cumulonimbus or Thundercloud)	Cb
2 ऊर्ध्व विस्तार के मेघ		

5 34 उपर्युक्त मेघ प्रकारों का संक्षिप्त परिचय निम्नांकित है

(1) पक्षाभ मेघ

श्वेत तन्तुओं या सजीर्ण बैंड के धब्बों जैसी आकृति का मेघ है, जो भूमितल में रेणुओं के रेशों की तरह दिखाई देता है। यह मेघ मुख्यतः हिमकणों से बना होता है और अनुकूल परिस्थितियों में स्तरी पक्षाभ या कपासी पक्षाभ में विकसित हो सकता है। ह्रास होने पर यह मेघ समाप्त हो जाता है।

(2) पक्षाभ कपासी

यह पतले श्वेत धब्बों या तहों का मेघ है लेकिन ये तहें दानों या उर्मिकाओं की आवृत्ति की छोटी-छोटी लहरों द्वारा बनी होती है। ये लहरें एक दूसरे के समानान्तर स्थापित होकर एक नियमित व्यवस्था प्रस्तुत करती हैं। अधिकांश लहरों की पट्टी 1 अंग से कम चौड़ी होती है।

समभक्ते, अतः इसे मेघ प्रकारों की प्रस्तुत विभाजन सूची में रखा नहीं दिया गया है।

मध्य स्तरी मेघ साधारणतः जलकणों तथा आशिक तौर पर हिमकणों से बना होता है। इसकी वृद्धि घने मध्य स्तरी या स्तरी मेघ में होती है। कहीं-कहीं कपासी स्तरों में भी यह परिवर्तित हो जाता है। ह्रास के समय यह विरल होना जाता है और अन्त में समाप्त हो जाता है।

(6) स्तरी कपासी

यह सफेद या भूरी चादर अथवा तहों वाला सामान्य रूप से अवच्छिन्न मेघ है। तहों की मोटाई 100 से 1000 मीटर तक पाई जाती है। अधिक भूरे भाग साधारणतः गोलाकार मेघ राशियों अथवा बेलनाकार मेघ राशियों से बने होते हैं, जो कहीं-कहीं नियमित और कहीं अनियमित आकृतियाँ धारण किए रहते हैं। नियमित गोलाकार वायुराशियों की चौड़ाई लगभग 5 अंश होती है। यह मेघ जल-कणों से बना होता है, जिसमें अक्सर बड़ी बूँदें पर्याप्त संख्या में विद्यमान रहती हैं। इसकी वृद्धि साधारणतः विषाल कपासी मेघों में तथा ह्रास छोटे कपासी मेघों में हुआ करता है।

(7) रतरी

यह भूरे बादलों की अवच्छिन्न समतल होती है, जो आकाश में एक क्षैतिज चादर की तरह विस्तृत होती है। यह मेघ भूमि तल से कुछ ही ऊँचाई पर (लगभग 600 मीटर) साधारणतः तेज गति से चलता हुआ दिखाई देता है। ऊँचे स्थानों पर यह कुहरे का आभास देता है। इसका ऊर्ध्वाधर विस्तार 50 मीटर से 300 मीटर तक हो सकता है। तब इतनी पतली होती है कि सूर्य-किरणों को रोक नहीं पाती। परिस्थितियों के अनुसार, स्तरी मेघ, कपासी या मध्य-स्तरी में स्थानान्तरित हो सकता है।

(8) कपासी

यह तीक्ष्ण रूप रेखा का गहरा ऊर्ध्वाधर विस्तार वाला मेघ है, जो क्षैतिज रूप से अपेक्षाकृत बहुत कम जगह घेरता है। इसका ऊपरी भाग गुच्छ या मीनार की आकृति जैसा दिखाई देता है, कभी-कभी ऊपरी भाग क्षैतिज दिशाओं में प्रसारित होकर गोभी के फूल जैसा आकार ग्रहण कर लेता है। किरणों के परावर्तन के कारण, ऊपरी भाग चमकीला दिखाई देता है, जबकि आधार काफी गहरे रंग का होता है। आधार की ऊँचाई 300 से 1600 मीटर तक हो सकती है। शीर्ष साधारणतः 6-7 किमी की ऊँचाई तक पहुँचता है।

कभी-कभी यह मेघ कई छोटे टुकड़ों में खंडित हो जाता है, या छोटे आकार में ही विकसित हो पाता है। इन्हें स्वच्छ मौसम कपासी कहा जा सकता है। कपासी मेघ साधारणतः जलकणों और जल की बड़ी बूँदों से मिलकर बना होता है। इसकी वृद्धि कपासी वर्षा अथवा स्तरी कपासी में तथा ह्रास मध्य कपासी में हुआ करता है।

क्षेत्रों की केवल वही वर्षा इस सिद्धान्त से समझाई जा सकती है, जहाँ मेघ उर्ध्वार विस्तार के कारण हिमक तल से बहुत आगे तक जा सकें। इसका कारण यह है कि इस सिद्धान्त में यह कल्पना कर ली गई है कि मेघ में अतिशीतल जल कण तथा हिमकण साथ-साथ स्थित हैं।

0°C से -10°C तक मेघ मुख्यतः अतिशीतल जलकणों से ही बना होता है, किन्तु -10°C से -41°C तक प्रतिशीतल जलकण तथा हिमकण दोनों पाए जाते हैं। जैसे-जैसे तापमान कम होता जाता है, हिमकणों की संख्या बढ़ती जाती है। -41°C से कम तापमान पर मेघ पूर्णतः हिमकणों से बना होता है। यह स्थिति उच्च मेघों में रहती है जिनसे साधारणतः कोई अवक्षेपण नहीं पाया जाता है।

अतिशीतल जलकणों के ऊपर सतृप्त वाष्प दाब, हिमकणों के ऊपर के सतृप्त वाष्पदाब से अधिक होता है। इसका तात्पर्य यह है कि हिमकणों के ऊपर की हवा पहले सतृप्त हो जाएगी।

विभिन्न तापमानों पर अतिशीतल जलकण तथा हिमकणों के ऊपर सतृप्त वाष्प दाब की मात्रा सारिणी (53) में दी गई है, जिससे दोनों का अन्तर स्पष्ट हो जाता है। यह अन्तर -12°C पर सर्वाधिक पाया गया है और इसके बाद तापमान कम होने पर अन्तर भी कम होने लगता है। इसलिए वर्जनान का सिद्धान्त इसी तापमान के आसपास सबसे अच्छी तरह लागू होता है।

जब अतिशीतल जल और हिमकण, दोनों साथ-साथ स्थित होते हैं, तो हिमकणों के आसपास सतृप्त अवस्था पहले ही स्थापित हो जाती है, जबकि जल का वाष्पीकरण जारी रहता है। यह वाष्पीकरण हिमकणों पर प्रति सतृप्तता की स्थिति उत्पन्न कर देता है, जिससे वाष्प उर्ध्वपातन द्वारा हिमकणों पर सघनित होता रहता है। इस प्रकार हिमकणों में कणों के निक्षेपण (deposition) से वृद्धि करते रहते हैं।

हिमकणों पर मेघ कणों के उर्ध्वपातन से वाष्प दाब पुनः घट जाता है, जिससे जल का वाष्पीकरण अविच्छिन्न रूप से चलता रहता है और हिमकण प्रतिशीतल जलकणों के मूल्य पर वृद्धि करते रहते हैं।

अपेक्षित आकार के बाद अन्तिम वेग में ये हिमकण गिरना आरम्भ करते हैं तथा मार्ग में आने वाले मेघ कणों के सघटन से आकार में और वृद्धि प्राप्त करते हैं। नीचे गिरते समय उनका तापमान भी बढ़ता जाता है। यदि तापमान पर्याप्त मात्रा में बढ़े, तो वे भूमि पर जल की बूँदों के रूप में, अन्यथा दुपार के रूप में पहुँचते हैं।

सारणी (5.3)

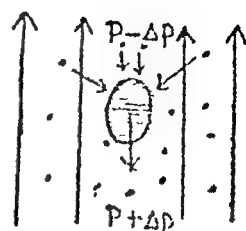
तापमान (°C)	संतृप्त वाष्प दाब (मिलीबार)	
	अतिशीतल जल पर	हिम पर
0	6.11	6.11
-2	5.27	5.17
-4	4.55	4.37
-8	3.35	3.10
-10	2.86	2.60
-12	2.44	2.17
-14	2.08	1.81
-20	1.25	1.03
-30	0.51	0.38
-40	0.19	0.13
-50	0.06	0.04

5.42 सम्मिलन सिद्धान्त (Coalescence Theory)

उष्ण कटिबन्धो में कपासी वर्षों के अलावा, वर्षा करने वाले सभी मेघ साधारण हिमाक स्तर से बहुत नीचे ही रह जाते हैं और पूर्णतः जलकणों से बने होते हैं। इन मेघों से होने वाली वर्षा की व्याख्या सम्मिलन सिद्धान्त से होती है।

इस सिद्धान्त में भी यह पूर्व कल्पना की गई है कि मेघ में पहले से ही कुछ इतने बड़े जल कण उपस्थित हैं, जो मेघ की आरोही धाराओं के विरुद्ध नीचे गिरने योग्य भार रखते हैं। ऐसा समझा जा सकता है कि कुछ मेघ कण, आसपास के कणों के सम्मिलन के निक्षेपण से प्रारम्भ में ही पर्याप्त बृहत् बन जाते हैं।

नीचे गिरते हुए ये कण, मार्ग में आरोही प्रवाह के कारण ऊपर उठते हैं तथा अन्य मेघ कणों के संघट्टन से आकार में बढ़ते जाते हैं। इसके अतिरिक्त, गिरती बूँद के कारण एक धारा रेखा (stream line) प्रवाह स्थापित हो जाता है। बूँद के मार्ग से आगे दाव कुछ बढ़ जाता है तथा पीछे कम हो जाता है। इस प्रकार, एक नियमित दाव प्रवणता स्थापित हो जाती है (चित्र 5.5)। इस



चित्र (5.5)

दाव प्रवणता में त्वरित होकर मेघ कण ग्वन बड़ी बूँद के ऊपर नैठने लगते हैं।

मेघकणों के इस दोहरे निक्षेपण में बड़ा मेघ कण और तेजी में वृद्धि प्राप्त करना है। काफी बड़े हो जाने में, वायु प्रतिरोध के कारण यह कई छोटे कणों में टूट कर बिखर जाता है, जो ऊर्ध्व धाराओं द्वारा पुनः ऊपर उठने लगते हैं। आरोही गति में भी ये कण अन्य कणों के सम्मिलन से वृद्धि करते जाते हैं और गान्तिक अवस्था में पहुँच कर पुनः भार से नीचे गिरने लगते हैं तथा उपर्युक्त प्रक्रम दोहराते जाते हैं।

इस प्रकार, केवल कुछ बड़ी बूँदें श्रृंखला प्रक्रम द्वारा असंख्य बड़ी बूँदें उत्पन्न कर देती हैं, जिसमें वर्षा आरम्भ हो जाती है।

स्पष्ट है कि इन प्रक्रमों के लिए तीव्र ऊर्ध्व वायु धाराएँ होनी आवश्यक है। ऐसी दशा अस्थायी वायुमण्डल में पायी जाती है, जिसमें साधारणतः गणपसी समूह के मेघ विकसित होते हैं।

5.43 अतः विषम आकार के मेघ कणों, जिनमें कुछ पर्याप्त बड़े हो, की उपस्थिति में सम्मिलन द्वारा गुरुत्व क्षेत्र में मेघ कण वृद्धि करते रहते हैं। इस प्रक्रम में वृद्धि दर मेघकणों के आकार तथा सान्द्रता पर निर्भर करेगी।

लेगमूर (1948) की गणना के अनुसार, यदि सम मेघ (1 ग्राम प्रति घन सेंटीमीटर, वाष्प), 0.2 मिमी व्यास के समान जलकणों से बना हो और बड़े कणों का व्यास 0.3 मिमी. हो, तो सम्मिलन द्वारा बड़े कण की वृद्धि दर सारिणी (5.4) से अनुसार होगी;

सारणी 5 4

वूँद का व्यास (मिमी)	सचयी समय (मिनट)	सचयी अवतलित दूरी (मीटर)
0 03	0	0
0 04	45	65
0 06	74	163
0 1	92	322
0 2	105	650
0 5	116	1475
1 0	123	2675

ये आँकड़े केवल एक उदाहरण के तौर पर लिए जाने चाहिए, न कि इन प्रक्रियाओं के आकिक मान के तौर पर।

5.44 हिम क्रिस्टल सिद्धान्त प्रारम्भिक अवस्था में सम्मिलन सिद्धान्त से अधिक क्रियाशील रहता है किन्तु बाद में सम्मिलन प्रक्रियाओं में वृद्धिदर अधिक तीव्र हो जाती है। ऐसा सोचा जा सकता है कि उन सभी मेघों में, जिनमें हिमकण विद्यमान हैं, हिम क्रिस्टल की विधि का ही, अवक्षेपण प्रक्रम के प्रारम्भीकरण में प्रमुख हाथ रहता है। सम्मिलन क्रिया-विधि, हिमकणों की अनुपस्थिति में अवक्षेपण प्रक्रम प्रारम्भ कर सकती है। किन्तु क्रान्तिक आकार ($r_c = 1.0$) के बाद सघटन और सम्मिलन से ही मेघ कण प्रमुख रूप से संबृद्ध होते रहते हैं।

5.45 यह प्रश्न उठना स्वाभाविक है कि सम्मिलन और सघटन प्रक्रिया के अन्तर्गत, क्यों नहीं सभी मेघ विकसित होकर अवक्षेपण देते? गणना द्वारा यह निष्कर्ष निकाला गया है कि प्रत्येक मेघकण का कम से कम एक निश्चित आकार होता है, जिसके नीचे वे सघटन करने में असमर्थ रहते हैं। जैसे 0.045 मि.मी. व्यास में छोटा मेघकण 0.12 मि.मी. व्यास के कणों से सम्मिलित नहीं हो सकता। वास्तव में छोटे कणों से युक्त मेघ अवक्षेपण मुक्त करने की क्षमता नहीं रखते। सैद्धान्तिक गणनाओं से ज्ञात होता है कि सम्मिलन योग्य वही मेघ कण है जिसका व्यास कम से कम 0.3 मि.मी. है। डीम (1948) के अनुसार, स्वच्छ मौसम कपासी

तथा स्तरी कपासी मेघ, वृहत् कपासी तथा रतरी मेघों की अपेक्षा सूक्ष्म कणों से बने होते हैं।

इसके अतिरिक्त कुछ मेघ ऐसे अवक्षेपण मुक्त करते हैं, जो वाष्पीकरण के कारण मार्ग में ही लुप्त हो जाते हैं।

5.50 अवक्षेपण के प्रकार

(1) फुहार (drizzle)

यह सूक्ष्म जलकणों (व्यास 0.5 मि.मी. से कम) का सम अवक्षेपण है। फुहार साधारणतः ज्वलंत या धीमी वायु-धारा में ही गिरती है। आगेही वायु भाग तेज होने से, फुहार कण छोटे होने के कारण नीचे नहीं गिर सकेगे। फुहार साधारणतः स्तरी मेघ द्वारा उत्पन्न होते हैं।

(2) वर्षा (rain)

0.5 मि.मी. व्यास से बड़ी बूंदों का अवक्षेपण वर्षा कहलाता है। इन बूंदों की दीर्घतम सीमा 5.5 मि.मी. है। इससे बड़ी बूंदें साधारणतः टूट जाया करती हैं। वर्षा As, Sc, St, Cb और Cu बादलों से हो सकती है।

(3) बौछार (shower)

थोड़े समय की तेज और बड़ी बूंदों वाली वर्षा, बौछार कहलाती है। यह साधारणतः Cu और Cb मेघों से सम्बन्धित घटना है। अन्य मेघ स्टेशन में गुजरने समय बौछार दे सकते हैं।

(4) हिमकारी वर्षा (freezing rain)

वह वर्षा, जो भूमि पर जल के रूप में पहुँचती है, पर भूमि पर पहुँचने के बाद जम जाती है, हिमकारी वर्षा कहलाती है।

(5) तुषार पात (Snow fall)

सफेद बर्फ के खेदार टुकड़ों की वर्षा तुषार कहलाती है। ये खे अपारदर्शी तथा मितारी जैसी आकृति के 4 या 5 मिलीमीटर व्यास के गुन्दर टुकड़े होते हैं। बड़े खे भूमि पर तभी गिरते हैं, जब भूमि का तापमान कम से कम 0°C हो। भूमि का तापमान थोड़ा अधिक (1 से 4°C) होने से तुषार-पात पाऊँट के रूप में होता है। तुषार पात साधारणतः As, Sc, St, Cu, तथा Cb मेघों में सम्बन्धित होता है।

(6) तुषार गोली (Snow pellet)

यह सफेद अपारदर्शी गोलाकार या शंखाकार बर्फ के दानों का अवक्षेपण है, जिसका व्यास 2 से 5 मि.मी. तक हो सकता है। साधारणतः भूमि से टकराने पर ये दाने टूट जाते हैं। सम्बन्धित मेघ Sc या Cb हो सकता है।

(7) हिमगोली तथा हिम सूचिका (Ice pellet and Ice needle)

पारदर्शी, गोलाकार या अनियमित आकार (व्यास 5 मि.मी. से कम) की गोलीयाँ, मध्यमस्तर या कपासीवर्गी वादलों से प्राप्त होती हैं। वर्ष के कुछ रवे सूइयों के आकार (2 मि.मी. लम्बे) के भी अवक्षेपित होते हैं। सूइयाँ बहुत हल्की होती हैं और कभी-कभी वायुमण्डल में निलम्बित होकर प्रकाशीय घटनाएँ उत्पन्न करती हैं।

(8) सहिम वृष्टि (Sleet)

जब भूमि तल का तापमान कुछ अधिक होता है, तो तुषारपात भूमि तक आते-आते जग में पिघल जाता है। यत जल और तुषार दोनों का अवक्षेपण साथ-साथ प्रतीत होता है। यह सहिम वृष्टि कहलाती है।

(9) ओला (hail)

वर्ष के अपेक्षाकृत बड़े टुकड़ों (व्यास 5 से 50 मि.मी. या कभी-कभी इंसानों की बड़े) का गिरना ओला कहलाता है। कुछ टुकड़े 'साधारणतः' अल्प पारदर्शी तथा कई तहों में बने होते हैं तथा कुछ टुकड़े बहुत छोटे मुलायम सफेद वर्ष के गोले होते हैं।

ओले साधारणतः कपासी वर्षों में गिरते हैं। इस में से ऊर्ध्व-प्रवाह द्वारा जलकण, जब हिमाक स्तर से ऊपर पहुँचते हैं, तो कुछ छोटे हिमकण के रूप में जम जाते हैं। ये कण अतिशीतल जल के सह-अस्तित्व में वर्जित प्रक्रम के अनुसार आकार में वृद्धि प्राप्त करते हैं तथा भार के कारण नीचे गिरते समय सघटन द्वारा और बढते जाते हैं। अत्यधिक तीव्र ऊर्ध्व प्रवाह में कण पुनः उठते हैं और उन्ही प्रक्रम से उन्हें और वृद्धि करने का पर्याप्त समय मिल जाता है। अतः ओलों के विकास के लिए आवश्यक है कि ऊर्ध्वाधर विकास के मेघ बहुत तीव्र वायुधाराओं से युक्त हों। हर बार उठने और गिरने से इन टुकड़ों पर तुषार की नई तहें चढनी जाती हैं। यह दोलन क्रिया तबतक चलती रहती है, जबतक कि वर्ष के टुकड़ों का आकार ऊर्ध्व वातों को सन्तुलित करने में सक्षम नहीं हो जाता। यही कारण है कि साधारणतः ओले में विभिन्न घनत्वों के वर्ष और तुषार की कई तहें पायी जाती हैं। छोटे ओले प्रायः भूमि तक आते-आते पिघल कर या तो नष्ट हो जाते हैं या बहुत छोटे हो जाते हैं।

5.60 ऊर्ध्व विस्तार के मेघ

वायुमण्डल का अस्थायित्व और नमी, ऊर्ध्व विस्तार के मेघ, जिन्हें 'संवाहनिक' मेघ भी कहते हैं, जन्मिल करते हैं। अस्थायित्व की तह जिनकी गहरी और नमी की

मात्रा जितनी अधिक होगी, मेघों का ऊर्ध्व विस्तार उतना ही विणाल होगा। यदि सघनन तल के ऊपर वायुमण्डल स्थायी हो जाना है, तो वह मेघों के ऊर्ध्वविस्तार को दबा देता है, जिसमें मेघ मीनार की तरह बढ़ने के बजाय छिछले तथा चपटे होकर छोटे-छोटे टुकड़ों में फँस जाया करने हैं। ये मेघ स्वच्छ मौसम कपासी कहलाते हैं और साधारणतः

अवक्षेपण उत्पन्न करने की क्षमता नहीं रखते हैं। स्वच्छ मौसम कपासी के लिए वायुमण्डलीय अवस्था का आकलन (estimation), निच (5.6) में दिया गया है। इस प्रकार के मेघ साधारणतः गर्मियों में दिन के समय बनते हैं।

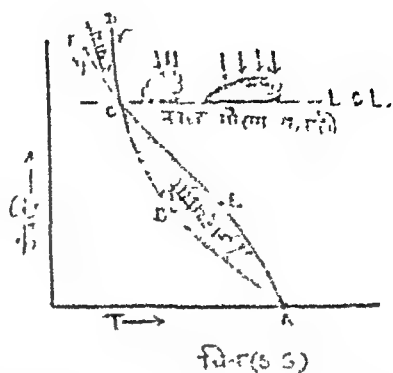
रेखा ABCD वायुमण्डलीय ह्याम दर (γ) दर्शाती है तथा AECF उठती हुई वायुराशियों का ह्याम दर (γ_p)। उन रेखाओं के कटान बिन्दु C के नीचे ABCEA भाग में वायु अस्थायी है, अतः अवतलन प्रवाह उत्पन्न करेगी। यह अवतलन-प्रवाह, वृद्धि करते हुए बादलों का प्रतिरोध करेगा तथा उन्हें छिन्नला और चपटा बना देगा।

स्वच्छ मौसम कपासी बनने की अनुकूल परिस्थितियाँ ये हैं

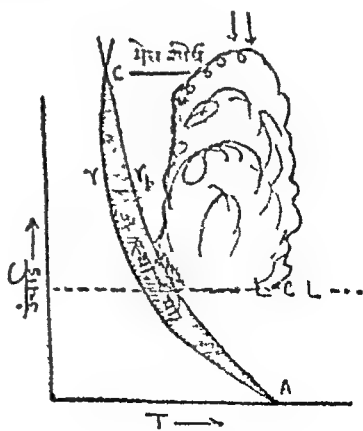
(1) भूमितल का तीव्र उष्मन (2) पर्याप्त आर्द्रता तथा (3) ऊर्ध्व वायुमण्डल का स्थायित्व।

5.61 सघनन तल से ऊपर वायुराशियाँ साधारणतः सन्तृप्त हो जाया करनी हैं और सन्तृप्त ह्यूमिडिटी ह्याम दर से ऊपर बढ़ती हैं। सन्तृप्त हवाएँ रबत वायुमण्डल को अस्थायी रखने की प्रवृत्ति रखती हैं। अतः सामान्य रूप से यदि हवा सघनन तल तक अस्थायी है, तो यह अस्थायित्व और अधिक ऊँचाइयों तक श्वेत विकिरण हो जाती है। इससे मेघ कणों के ऊर्ध्व विस्तार को प्रोत्साहन मिलना है और वे बृहद् कपासी या कपासी वर्षी मेघ बना सकते हैं।

इन मेघों का विस्तार इस बात पर निर्भर करता कि अस्थायित्व तह, सघनन तल में कितनी ऊँचाई तक व्याप्त है। γ और γ_p के कटान बिन्दु 'c' द्वारा इन मेघों का विस्तार नियन्त्रित होता है अतः बिन्दु c को मेघ का शीर्ष माना जा सकता है। चित्र (5.7)



चित्र (5.5)



चित्र (5.7)

5.62 कपासी वर्षी वादलो की तीव्रता और ऊँचाई साधारणतः उष्ण कटिबन्धो में उच्च अक्षांशों की अपेक्षा अधिक होती है। इसका कारण यह है कि शोम सीमा की ऊँचाई उष्ण कटिबन्धों में अधिक है। इस सीमा से आगे मेघ नहीं बढ़ सकते क्योंकि स्थिर मण्डल स्वयं एक बहुत गहरी और स्थायी व्युत्क्रमण-तह है। इसके अलावा, उष्ण कटिबन्धों में संघनन तल का नापमान अधिक होता है। अतः वायुमण्डल अधिक वाष्प ग्रहण करने की क्षमता रखता है, जिससे स्वभावतः मेघ की तीव्रता बढ़ जाएगी।

5.62 तड़ित भूभा (Thunderstorm)

जब प्रतिबंधी स्थायित्व की तह अत्यधिक गहरी होती है (कम से कम 3 किलोमीटर) और वायुमण्डल में नमी की मात्रा भी यथेष्ट होती है, तो मेघ हिमाक स्तर से बहुत अधिक ऊँचाई तक विकसित होता है। इसका ऊपरी भाग स्वाभाविक रूप से हिमकणों तथा अतिशीतल जल कणों से मिलकर बना होता है। अधिक विकसित अवस्था में यह कपासी वर्षी मेघ बन जाता है और बौछार, ओला तथा तड़ित भूभा की घटनाएँ घटित करता है।

संक्षेप में थंडरस्टॉर्म के लिए निम्नांकित वायुमण्डलीय दशाएँ अनिवार्य हैं

(1) 3 या 4 कि० मी० ऊँचाई तक तीव्र ह्रास-दर। अर्थात् संघनन स्तर तक γ , तथा इसके ऊपर γ_s से वायुमण्डलीय ह्रास-दर अधिक होनी चाहिये।

(2) भूमितल पर पर्याप्त नमी की मात्रा।

(3) यथेष्ट ट्रिगर क्रिया-विधि जो वायुराशियों में प्रारम्भिक उठान उत्पन्न कर सके। यह ट्रिगर (अ) सौर ऊष्मा (ब) पर्वतीय ढाल या (स) वाताग्र-उत्थापन (Frontal-lifting) द्वारा साधारणतः मिलता है।

(4) उच्च स्तरों पर धीमी क्षैतिज वायु-प्रवाह। तीव्र क्षैतिज प्रवाह से मेघ-कणों में क्षैतिज खिंचाव पैदा होने से उनके ऊर्ध्वाधर विकास में बाधा पड़ेगी।

5.63 जब कपासी वर्षी मेघ -20°C से ऊपर पहुँच जाते हैं, तो साधारणतः जल-कण बड़ी-बड़ी राशियों में जमने लगते हैं। इसके लिए आवश्यक है कि निम्न तलों में ये वायु-राशियाँ पर्याप्त उष्ण और नम हों। केवल तीव्र ऊर्ध्वाधर वायु-भारा ही इन वृहत् जल-राशियों को अधिक ऊँचाइयों तक ले जाने की क्षमता रखती हैं।

जमी हुई राशियों में बृहद् मात्रा में विद्युत आवेश एकत्र हो जाते हैं। ये आवेश घनात्मक होते हैं। यों तो मेघ रहित वायुमण्डल में भी किंचित् मात्रा में घनात्मक आवेश वर्तमान रहते हैं किन्तु कपासी वर्षी मेघों की उपस्थिति में उच्च स्तर से भूमि तक तीव्र विभव प्रवणता स्थापित हो जाती है। विद्युत बल तड़ितभूभा में अधिकतम होता है, जिससे चिनगारी विसर्जन और परिणामस्वरूप तड़ित जनित होती है। इन्हीं विसर्जनों की ध्वनि हमें गर्जन (thunder) के रूप में सुनाई पड़ती है।

5.64 गर्जन मेघ की संरचना (Structure of Thunder cloud)

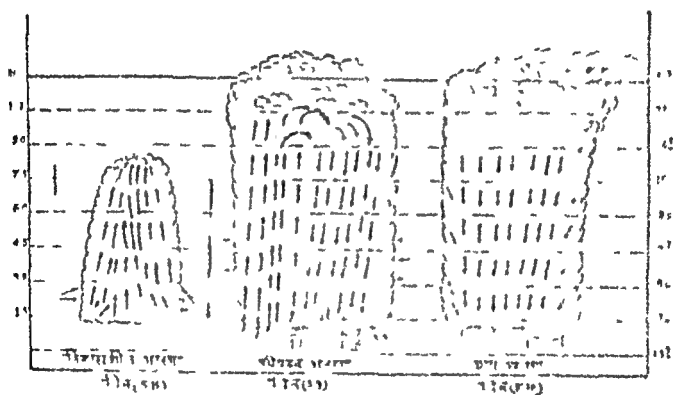
गर्जन मेघ का जीवन चक्र साधारणतः 2-3 घण्टे में पूरा हो जाता है। इस बीच यह तीन चरणों से गुजरता है।

1 विकासशील अवस्था या कपासी अवस्था

इस स्थिति में यह ऊपर की ओर वृद्धि करता अपना मेघ होता है, जिसमें तीव्र ऊर्ध्वाधर वायुधाराएँ (10-15 मीटर प्रति सेकण्ड) होती हैं। समपूर्ण मेघराशि केवल ऊर्ध्वाधराग्रो से भरी होती है। ये धाराएँ ऊँचाई के साथ नीचे होती जाती हैं। इस अवस्था में वादल मुक्त उत्पन्न मेघ कणों तथा टिफाइन स्वर के ऊपर कुछ प्रतिशीतल जलकणों से बना होता है। शीर्ष के प्रागभाग हिमकण भी। किचि माया में बन जाते हैं। मेघ पदार्थ साधारणतः आगभाग के आतावरण में काफी उत्पन्न होता है।

ऊर्ध्वाधर धाराग्रो के कारण आगमर विभिन्न स्तरों से धैनिज हवा का खिंचाव मेघ राशियों की ओर होता रहता है। यह खिंचाव मेघ राशियाँ को निगलने से रोक्ता है तथा समझि रूप में विकसित होने में सहायक होता है।

यह अवस्था चित्र (5.8) में दिखाई गई है।



(2) परिपक्व-अवस्था (Mature-Stage)

उस स्थिति में मेघ शीर्ष -20°C के तापमान स्तर में ऊपर पहुँच चुका होता है और अवक्षेपण साधारणतः प्रारम्भ हो जाता है। पूर्णतः परिपक्व हो जाने पर मेघ, शीर्ष हिमाक स्तर 6-7 किमी या इससे भी अधिक ऊँचाई तक पहुँच जाते हैं। कम ऊँचाई या न शीर्ष के वादल साधारणतः प्रगल्भ होने में अधिक विकसित होने की प्रवृत्ति रखते हैं। इस दशा में मेघ का ऊपरी भाग अनेकी धाराग्रो से भरा होता है, जबकि निचले भाग में अवक्षेपण प्रारम्भ हो जाने के कारण अनतलन धाराएँ प्रमुख होती हैं।

अवतलन वायुप्रवाह के कारण, निम्न भागों का तापमान S.A.L.R. की दर से बढ़ता रहता है। किन्तु ऊपर उठती हवा की तापमान-ह्रास-दर इससे तीव्र होती है। परिणामस्वरूप, अवतलित होती मेघ-राशियाँ उतनी गर्म नहीं हो पाती, जितनी वे ऊपर उठते समय ठंडी हुई थी। इस प्रकार, इनका तापमान आगभास की प्रेक्षा कम रह जाता है। ठंडी होने के कारण अवतलित होती वायुराशियाँ, अवतलन के

लिए और अधिक प्रोत्साहित होती है। इस तरह अवतलन प्रवाह एक बार प्रारम्भ होकर तीव्रतर होता जाता है।

पूर्ण परिपक्वता की अवस्था में ऊपरी भाग पर्याप्त सत्या में बड़े हिमकणों से भर जाते हैं, जो आरोही धाराओं के विपरीत नीचे गिरने लगते हैं। इस प्रकार, मेघ की परिपक्वता के साथ-साथ अवतलन प्रवाह भी ऊँचाई के प्रति बढ़ता जाता है।

परिपक्वता की स्थिति (चित्र-5. 9) में आरोही और अवतलन धाराएँ साथ-साथ वर्तमान रहती हैं। अवतलन प्रवाह साधारणतः मेघ के मध्य से गारंभ होता है।

3. विसरण या क्षयकारी अवस्था (Dissipating-Stage)

इस अवस्था में आरोही धाराएँ, बहुत क्षीण या नगण्य हो जाती हैं। मेघ के सम्पूर्ण निचले भागों में अवतलन धाराएँ प्रमुख हो जाती हैं। आरोही धाराओं की क्षीणता के कारण, मेघ का आकार विधुब्ध होने लगता है तथा पार्श्वीय प्रसार आरंभ हो जाता है। यह प्रसार मेघ के विकास को रोककर उसका क्षय आरंभ कर देता है।

मेघ अधिकतम ऊर्जाधर वृद्धि को पा चुका होता है तथा शीर्ष जेट धाराओं के प्रभाव क्षेत्र में आजाने के कारण, निहाई के रूप में पाण्ड में खिंच जाता है। यह निहाई मेघ का पूर्ण क्षय हो जाने के बाद पक्षाभ मेघ के रूप में बची रहती है। तीव्र अवतलन धारा के परिणामस्वरूप, एकाएक ठंडी हवाओं का तेज भोका स्कवाल (Squall) के रूप में पृथ्वी पर पहुंचता है।

अनिरत वर्षा तथा पार्श्वीय खिंचाव के कारण, कपामी वर्षी मेघ क्षय तथा विघटन को प्राप्त होता जाता है। यह दशा चित्र (5 10) में दिखाई गई है।

5.65 उष्ण कटिबन्धों में तड़ित भूभा, सौर ऊष्मा द्वारा उत्पन्न अस्थायित्व के कारण, नमी की उपस्थिति में होती है किन्तु शीतोष्ण कटिबन्धों में अधिकांश तड़ित भूभाएँ वाताग्र प्रक्रियाओं द्वारा उत्पन्न होती हैं, जिनका विवरण अध्याय 8 में दिया गया है। सौर ऊष्मा के कारण उत्पन्न, गर्जन मेघ प्रायः दोपहर के बाद विकसित होते हैं और शाम तक विसरित हो जाते हैं।

उपर्युक्त कारणों के अतिरिक्त, दाव प्रणालियाँ भी साधारणतः तड़ित भूभाएँ उत्पन्न करती हैं। इन प्रणालियों में अभिसरण द्वारा अस्थायित्व तथा नमी सरलता से आ जाती है। इनके लिए दैनिक समय का कोई बंधन नहीं है। विभिन्न प्रणालियों द्वारा उत्पन्न भूभाएँ, जो भारतीय क्षेत्रों को प्रभावित करती हैं, अध्याय 14 में वर्णित हैं।

5 66 तड़ित भूभा, स्थान विशेष को निम्नांकित प्रकार में प्रभावित करती हैं

1 स्थान के तापमान को एकाएक घटा देती हैं, विशेष तौर पर जब ठण्डी हवा का भोका (Squall) आता है।

2. वायु दाब में वृद्धि हो जाती है।

3. अवतलन प्रवाह के कारण भोकीला पवन बार-बार आने में वायुगति और दिशा बहुत विधुन्ध रहती है।

4. उपल वृष्टि, ठण्डक उत्पन्न करने के अलावा फसलों के लिए विशेष क्षतिकारक है।

5.67 वृष्टि प्रस्फोट (Cloud burst)

यह शब्द साधारणतः कपामी वर्षा मेंघों द्वारा जनित बहुत तीव्र वर्षा के लिए प्रयुक्त किया जाता है। कभी-कभी अल्पकाल में ही अत्यन्त मूसलाधार वृष्टि होती है जो अधिकतर पहाड़ी प्रदेशों में पायी जाती है। विकसित सैवाह्निक मेंघों में जब ऊर्ध्व धाराएँ किन्हीं कारणों से एकाएक रुक जाती हैं तो वर्षा और आने भार के कारण तेजी से गिरने लगते हैं और थोड़े ही समय में तीव्र वर्षा के रूप में सब के सब भूमि पर आ जात है। पहाड़ी पर चढ़ते मेंघराशि में ठण्डक के कारण और उष्ण हवाओं की पूर्ति कट जाने में ऊर्ध्व धाराएँ एकाएक रुक सकती हैं।

5.70 कुहरा और कुहासा (Fog and Mist)

जब भूमितल के निकट की हवा सन्तृप्त हो जाती है, तो उसका वाष्प जलकणों में सघनित हो जाता है। ये जलकण मेंघकणों की तरह भूमितल से कुछ ऊँचाई तक निलम्बित रहते हैं और दृश्यता कम कर देते हैं। यदि जलकणों की सान्द्रता बहुत अधिक है तो वे कुहरा कहलाते हैं तथा कम सान्द्र होने पर कुहासा। दोनों की सीमा रेखा दृश्यता (visibility) के माप में बाध दी गई है। इस प्रकार जलकणों के निलम्बन से यदि दृश्यता 1 कि.मी. से कम हो जाती है, तो उसे कुहरा और यदि दृश्यता इसमें अधिक है, तो उसे कुहामा कहा जाता है। सघन कुहरे में दृश्यता कभी-कभी केवल कुछ मीटर तक सीमित रह जाती है।

5.71 भूमि तल की असन्तृप्त-हवा दो प्रक्रमों से सन्तृप्त हो सकती है —

(अ) भूमि तल की हवा का ओसाक के नीचे तक गीतलन।

(ब) हवा में जल का वाष्पीकरण।

इन दो भौतिक प्रक्रियाओं के आधार पर कुहरा कई विधियों से बन सकता है। जनन विधियों के अनुसार कुहरा निम्नांकित प्रकारों में बाँटा जा सकता है—

(अ) शीतलन प्रक्रम द्वारा उत्पन्न कुहरे

1. विकिरण कुहरा (Radiation fog)

2. अभिवहन कुहरा (Advection fog)

3. आरोही या पर्वतीय कुहरा (Upslope or mountain fog)

4. दो लगभग सन्तृप्त वायुराशियों के मिश्रण से उत्पन्न कुहरा।

(ब) वाष्पीकरण प्रक्रम द्वारा उत्पन्न कुहरे

1. आर्कटिक सागर धुन्व या वाष्प कुहरा (Steam fog)

2. पूर्व उष्णग्र तथा उत्तर शीताग्र कुहरा (Pre warm front and post cold front fog)

5.72 विकिरण कुहरा

सर्दियों में स्वच्छ आकाश की रातों में बिना किसी रुकावट के अधिकतम भू-विकिरण वायुमण्डल से बाहर जाता है, जिससे भूमितल पर्याप्त ठण्डा हो जाता है। इससे कुछ ऊँचाई तक की वायु-पट्टी, संचालन द्वारा अपनी ऊष्मा धरातल को खो देती है। ताप के कुचालक होने के कारण, केवल बहुत छिछली वायु-तह ही शीतल हो पाती है। यदि शीतलन ओसाक से नीचे पहुँच जाता है, तो हवा में उपस्थित वाष्प सघनित होकर कुहरा उत्पन्न कर देता है।

इस प्रकार के कुहरे के लिए स्वच्छ आकाश के अलावा, पर्याप्त नमी तथा बहुत धीमी हवा होनी आवश्यक है। सागर तलों पर विकिरण कुहरे की सम्भावना नहीं होती, क्योंकि जलीय तल विकिरण द्वारा अपेक्षाकृत बहुत कम शीतल हो पाता है। विकिरण कुहरे के लिए अनुकूल दशाएँ थल के आन्तरिक भागों में पाई जाती हैं, जहाँ ऊपर अवतलन प्रवाह प्रमुख होता हो, जो बादलों को विमरित करके उनकी नमी भूमि पर ला सके।

5 73 अभिवहन कुहरा

वायुराशियों की गति के साथ उनकी विशेषताएँ भी एक स्थान से दूसरे स्थान को अभिवहित होती रहती हैं। वायुराशियाँ स्वतः नये स्थानों की विशेषताएँ आत्मसात् करके सशोधित होती रहती हैं।

जब कोई नम वायुराशि किसी ठंडे भूमि-तल पर बहती है, तो वायुराशि शीतल हो जाती है। यदि शीतलन यथेष्ट हुआ, तो वाष्प सघनित होकर कुहरा बना देता है।

सागर तलों या तटीय क्षेत्रों में इस प्रकार के कुहरे अधिक बनते होते हैं, जो सामान्यतः जलीय कुहरों से अधिक घने होते हैं।

अभिवहन कुहरे के लिए हवा का प्रवाह, बहुत अधिक या बहुत कम नहीं होना चाहिए, क्योंकि कम वायु-वेग शीतलन के लिए अनुकूल नहीं है और अधिक वेग ऊर्ध्वाधर विक्षोभ उत्पन्न करके कुहरा कणों को बिखरा देगा। 8 से 20 किमी/घंटा की हवा सामान्यतः उपयुक्त होती है।

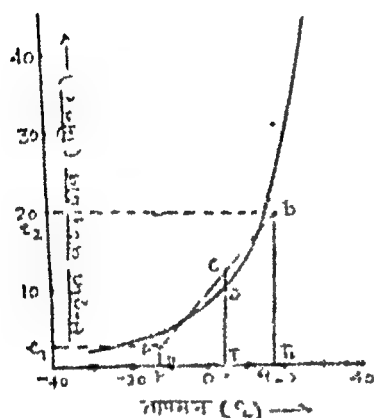
5 74 पर्वतीय कुहरा

पर्वतीय ढालों पर बहती आरोही हवाओं में रुद्धोष्म शीतलन होता रहता है, जो किसी स्थान पर ओसाक के नीचे पहुँच सकता है। यदि हवाओं में नमी की मात्रा अधिक है, तो बहुत कम ऊँचाई पर ही कुहरा बन जाता है। अन्यथा काफी ऊँचाई तक पहुँचने के बाद हवा सतृप्त होकर कुहरा उत्पन्न कर पाती है।

आरोही प्रवाह द्वारा उत्पन्न विक्षोभ (turbulence) कुहरा उत्पत्ति का विरोध करते हैं। अधिक विक्षुब्धता में कुहरे उत्पन्न नहीं हो पाते।

5.75 मिश्रण-कुहरा

दो लगभग सतृप्त वायुराजियों का मिश्रण तभी है, जो जिन तापमान घटाए या अतिरिक्त वाष्प दिए ही मिश्रण, सतृप्त होने की प्रवृत्ति रखता है।



चित्र (5.11)

चित्र (5.11) के $(T - e)$ आरेख में मान लीजिए, कभी वायुराजि का तापमान T_1 और वाष्पदाव $e_1 = AP$ तथा कभी वायुराजि का तापमान T_2 और वाष्पदाव $e_2 = BQ$ है।

मिश्रण का तापमान वायुराजियों की मात्राओं पर निर्भर करता है। यदि दोनों वायुराजियों की मात्राएँ बराबर हों, तो मिश्रण का

$$\text{तापमान } T = \frac{T_1 + T_2}{2}$$

चित्र में स्पष्ट है कि तापमान T पर मिश्रण का वाष्पदाव RC है, जो संतृप्त वाष्पदाव RD से अधिक है। यह मिश्रण अतिशतृप्त हो गया। यह अवस्था कुहरा उत्पन्न करने के लिए बहुत अनुकूल है।

वायुराजियों के सम्मिलन में उत्पन्न मात्राओं में इस प्रकार का अतिशतृप्त होना बहुत सामान्य है।

5.76 वाष्प-कुहरा

यदि जलीय तल का सतृप्त वाष्पदाव (e_w) तथा इसके ठीक ऊपर की वायु तह का वास्तविक वाष्प दाव e है तो, $(e_w - e)$ सतृप्तता तभी (Saturation deficit) कहलाती है। जलीय तल में वाष्पीकरण, सतृप्तता तभी है समानुपाती होता है। वाष्पीकरण तबतक होना रहेगा, जबतक वायु तह का वाष्पदाव e_w के बराबर न हो जाए।

यदि जल का तापमान, समान वायु तह के तापमान से अधिक है, तो e_w का मान वायु-तह के सतृप्त वाष्पदाव (e_s) से अधिक होगा। इन स्थानों में वायु-तह के सतृप्त हो जाने के बाद भी, सतृप्तता कभी, $(e_w - e_s)$ के बराबर नियमानुसार रहेगी; फलतः वाष्पीकरण जारी रहेगा, जिसमें वायु तह में अतिशतृप्त-होने की प्रवृत्ति आ जाएगी। किन्तु साधारणतः गहनन केन्द्रों की उपस्थिति में यह अतिरिक्त वाष्प, सघनित होकर कुहरा उत्पन्न कर देती है।

अतः उष्ण जल सतह पर शीतल हवा के आगमन में कुहरा आसानी से उत्पन्न हो जाता है। यह स्थिति मरिचो में आर्कटिक सागर क्षेत्रों में साधारणतः

उपलब्ध रहती है, जहाँ समीप के महाद्वीपों से उत्पन्न ठंडी हवाएँ सागर पर बहा करती हैं।

5.77 वाताग्र कुहरा

ऊपर दिए गए कारणों से स्पष्ट है कि जब उष्ण जल की वर्षा शीतल वायु-तहों के बीच से गुजरती है, तो बूँदें तेजी से वाष्पीकृत होने की प्रवृत्ति रखती हैं। वाष्पीकरण यथेष्ट मात्रा में होने से कुहरा उत्पन्न हो सकता है।

ऐसी स्थिति वाताग्रों से सम्बन्धित पाई जाती है। उष्ण वाताग्र के आगे तथा शीत वाताग्र के पीछे, कुहरे उत्पन्न होते हैं जिनका विवरण अध्याय 8 में किया गया है।

578 उष्मन तथा वायुवेग की अधिकता कुहरे को क्षीण कर देते हैं। स्पष्ट है कि घने कुहरे (साधारणतः अभिवहन तथा पर्वतीय कुहरे) विरल कुहरों की अपेक्षा देर में क्षीण होते हैं। यही कारण है कि भुवह के समय कुहरा सबसे अधिक देखा जाता है और दोपहर के बाद सबसे कम।

हवा का तापमान अधिक होने से कुहरा शीघ्र क्षीण होता है क्योंकि वाष्पीकृत होने के बाद, कुहरे के जलकणों को आत्मसात् करने की क्षमता हवा के तापमान के ही समानुपाती होती है। अतः सर्दियों में उत्पन्न होने वाले कुहरे अपेक्षाकृत देर से विसरित होते हैं और उच्च अक्षांशों में बनने वाले कुहरे तो कई दिनों तक स्थिर रहा करते हैं।

5.80 हिम अभिवृद्धि (Ice-accretion)

हिमांक स्तर से ऊपर उड़ने वाले विमानों के पंखों, नोदक (प्रोपेलर) या स्ट्रट आदि पर अतिशीतल जल सघनित होकर वर्ष की तह की तरह जम जाता है। यह स्थिति विमान के लिए संकटपूर्ण है क्योंकि वर्ष की तह विमान पर कर्षण प्रतिरोध बढ़ा देती है, तथा उत्त्वापन क्षमता 50% तक कम कर देती है, जिससे विमान को हवा में मनुलित रखने के लिए अधिक ईंधन का अपव्यय करना पड़ता है। हिम अभिवृद्धि बादलों के अन्दर तथा बाहर दोनों स्थितियों में सम्भव है। 0 से -15°C की सीमा के मध्यम-मेघों से हिम अभिवृद्धि सर्वाधिक होती है। हिम-अभिवृद्धि के कुछ प्रकार निम्नांकित हैं। ये प्रकार इन बातों पर निर्भर करते हैं।

1. जलकणों का आकार
2. जलकणों का तापमान
3. सापेक्ष गति, जिसमें जलकण वायुयान की सतह से टकराते हैं।
4. हवा के इकाई आयतन में स्थित जलकणों की संख्या।

(1) ग्लेज हिम

यह पारदर्शी और कड़ा हिम है, जो आगे के किनारों पर माधारणतः जमा हो जाता है। ग्लेज बड़े जलकणों या बीछार कणों के ऊर्ध्वपातन से बनता है। यह बहुत दृढता से चिपकता है।

(2) राइम हिम

यह अपारदर्शी, तथा आसानी से टूटने वाली वर्फ है, जो ग्लेज की अपेक्षा कम दृढता से चिपकती है। राइम बनने के लिए हवा में छोटे-छोटे जलकण बहुत अधिक सत्या में उपस्थित होने चाहिए।

(3) पिच्छ तुषार (feather frost)

जब विमान ठंडे क्षेत्रों से उष्ण क्षेत्र में प्रवेश करता है, तो हवा के अदृश्य वाष्पकण ऊर्ध्वपातन द्वारा मुलायम तुषार के रूप में पक्षों या शीशों पर जम जाते हैं। इससे दृश्यता कम हो जाती है। अन्यथा यह तुषार विशेष सकटपूर्ण नहीं है।

(4) कारबुरेटर हिम

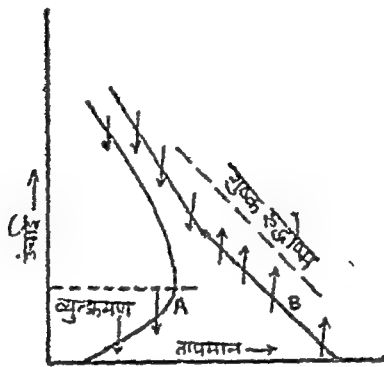
कारबुरेटर का पिस्टन खींचने से अन्दर की हवा का प्रसार होता है, जिसके शीतलन से यदा-कदा कारबुरेटर के अन्दर वर्फ जमा हो जाती है। यह जमाव गर्म करके हटाया जा सकता है।

5 81 अवतलन और व्युत्क्रमण (Subsidence and inversion)

वायु-राशि के क्रमिक अवतलन से, उसका रुद्धोष्म उष्मन होता है तथा तापमान लगभग 10°C प्रति किमी की दर से बढ़ता जाता है। इस अवस्था में मेघ विसरित होने लगते हैं तथा आसमान स्वच्छ हो जाता है। प्रतिचक्रवातों में वृहत् वायुराशियाँ साधारणतः 300 – 400 मीटर प्रति दिन की गति से अवतलित होती हैं।

5 82 क्षोभ मण्डल में साधारणतः तापमान ऊँचाई के साथ घटता जाता है किन्तु विशेष परिस्थितियों में ह्रास-दर का व्युत्क्रमण सम्भव है, अर्थात् हवा की किसी तह में तापमान, ऊँचाई के साथ अस्थायी रूप से बढ़ता जाता है। यह क्रिया व्युत्क्रमण तथा सम्बन्धित वायुतह, व्युत्क्रमणतह कहलाती हैं। व्युत्क्रमण भूमितल के पास तथा उच्च वायुमण्डल—दोनों में हो सकता है। शान्त वायु और मेघरहित आकाश वाली सर्दियों की रात में साधारणतः भूमि के विकिरण-शीतलन के कारण कुछ ऊँचाई तक व्युत्क्रमण विकसित हो जाता है। इस प्रकार का भूमि व्युत्क्रमण ध्रुवीय अक्षांशों की सर्दियों में लगभग स्थायी विशेषता है। तटीय क्षेत्रों में निम्न तहों का शीतलन कम होने के कारण व्युत्क्रमण सामान्यतः स्थापित नहीं हो पाता।

इस प्रकार के व्युत्क्रमण सूर्योदय से पूर्व सार्वधिक तीव्र होते हैं, जो सूर्योदय के पश्चात् क्षीण होने लगते हैं।



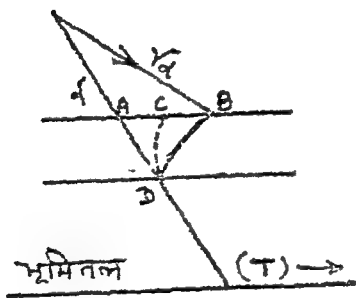
A- राशि शीतलन और अवतलन

B- टोपल के बाद उष्ण और ओरही धारण

चित्र (5.12)

जब कोई उष्ण वायुराशि शीतल प्रदेश पर होकर बहती है, तो भी व्युत्क्रमण उत्पन्न हो सकता है। यदि हवा की गति तीव्र है, तो व्युत्क्रमण, तह-भूमि पर न होकर कुछ ऊपर पाया जाता है।

5.83 उच्चस्तरीय व्युत्क्रमण प्रायः अवतलन प्रवाह के कारण उत्पन्न होते

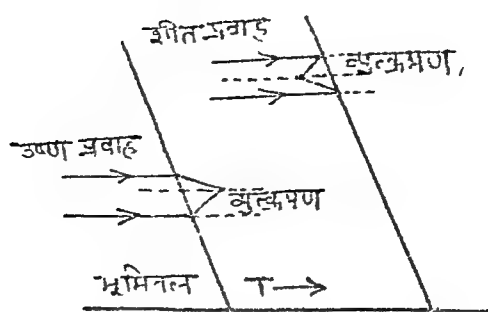


चित्र (5.13)

हैं। अवतलित वायुराशि साधारणतः 10°C प्रति किमी की दर से उष्ण होती जाती है। अतः किसी स्तर AB पर अवतलित वायु (B) का तापमान आसपास की वायु (A) से अधिक रहेगा। इनके मिश्रण से उत्पन्न तापमान, सामान्य तापमान से अधिक रहेगा। हो सकता है यह तापमान निम्न तल की वायु (D) के तापमान से अधिक हो जाए। इस स्थिति में 'CD' व्युत्क्रमण तह बन सकती है।

इस प्रकार के व्युत्क्रमण साधारणतः भूमि पर नहीं पहुँचते हैं।

5.84 वाताय तथा विभिन्न तापमानों की वायुराशियाँ जब किसी स्थान विशेष से गुजरती हैं, तो उच्च तापमान बंटन कुछ समय के लिए विक्षुब्ध हो उठता है। ऐसी परिस्थितियों में व्युत्क्रमण उत्पन्न हो सकता है। यदि उष्ण हवा का अभिवहन हो रहा हो, तो अभिवहन प्रवाह के निचले भाग में तथा यदि शीतल हवा अभिवहित हो रही है, तो प्रवाह के ऊपरी भाग में, व्युत्क्रमण बनने की प्रवृत्ति आ जाती है।



चित्र (5.14)

5 85 व्युत्क्रमण तह अत्यधिक स्थायी होती हे । अतः किमी भी प्रकार के आरोही प्रवाह का विरोध करती है । सवाह्निक धाराओं के लिए यह छत की तरह रुकावट डालती है ।

भूमि तल का व्युत्क्रमण प्रदूषण को प्रसरित होने से रोकता है । अतः इस समय वायुमण्डलीय प्रदूषण की सान्द्रता निम्नतम तहो में, जिनमें हम साँस लेते हैं, सर्वाधिक होती है ।

5 90 कृत्रिम वर्षा का सिद्धान्त

पहले लोग यज्ञो, मन्त्रो, जादू या अन्य चमत्कारो में वर्षा के देवता वरुण या इन्द्र को प्रसन्न करके वृष्टि कराने में आस्था रखते थे । इन देवताओं की प्रार्थना के अनेक श्लोक ऋग्वेद में भी मिलते हैं, जिनका आशय है कि वे उचित समय पर वर्षा करके मनुष्य को दुर्भिक्ष और अकाल की सम्भावनाओं से मुक्त रखे । वल्कि आज भी भारत और दुनिया की अनेक आदिम जातियाँ, वर्षा के लिए नग्न नृत्यो, ढोल पीटना तथा जादू आदि की तरकीबें इस्तेमाल करती पाई जाती हैं । तात्पर्य यह है कि प्राचीनकाल से ही मनुष्य की यह महत्वाकांक्षा रही है कि वह जब चाहे, जहाँ चाहे, वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता प्राप्त कर सके ।

किन्तु वैज्ञानिक तथ्यों की रोजनी में कृत्रिम वर्षा के जो सिद्धान्त प्रकट हुए हैं, वे अत्यन्त सरल तथा रोचक होने हुए भी प्रायोगिक तौर पर दुरुह और अनिश्चित हैं ।

आपने खिड़की या दरवाजे के छिद्रो से आती प्रकाश किरणों की रेखा में चमकते धूल के कण देखे होंगे । इसी प्रकार वाष्प के कण वायुमण्डल में सदा निलम्बित रहते हैं । साधारण प्रवस्था में ये कण धूल के कणों से भी सैकड़ों गुणों छोटे होते हैं । वादनों में वाष्प कण अपेक्षाकृत बड़े और सघन होते हैं । किन्तु ये वाष्प या मेघ कण इतने सूक्ष्म होते हैं कि हवाओं के प्रतिरोध के विपरीत, पृथ्वी पर वर्षा के रूप में गिर नहीं पाते । जब कभी मेघ कणों को ऐसी सुविधा प्राप्त होती है कि वे एक दूसरे से मिलकर या किसी अन्य प्रणाली द्वारा बूँदों के आकार में यथेष्ट बड़े हो जाएँ, तो वे भार के कारण भूमि की ओर वरसने लगते हैं । इस

सुविधा के अभाव में वादल होते हुए भी, हमें वर्षा से वंचित रह जाना पड़ता है। मेघ कणों की यथेष्ट आकार वृद्धि ही वास्तव में वर्षा का कारण और इस वृद्धि के लिए, सुविधा प्रदान कराना ही कृत्रिम वर्षा का सिद्धान्त है।

क्या है यह सुविधा? इसका उत्तर ढूँढने के लिए यह अध्ययन आवश्यक है कि प्रकृति स्वयं किस प्रकार मेघ कणों को वर्षा की बूंदों में रूपान्तरित करती है।

बादलों द्वारा वर्षा होने के लिए, उनके अन्दर पर्याप्त मात्रा में आर्द्रता ग्राही सघनन केन्द्रों की उपस्थिति अनिवार्य शर्त है। जलकण, नमक, हिमकण तथा औद्योगिक चिमनियों के धुएँ में विद्यमान प्रदूषक कण अच्छे सघनन केन्द्रक साबित होते हैं।

इन्हीं केन्द्रों की अनुपस्थिति या अभाव में मेघ, बिना वर्षा किए या तो विलीन हो जाते हैं या स्थानान्तरित हो जाते हैं। राजस्थान के वायुमण्डल में यो तो 9-10 किमी. ऊँचाई तक धूल या रेत के कण व्यापक मात्रा में भरे हुए हैं, परन्तु आर्द्रताग्राही कणों का नितान्त अभाव होने के कारण ही बहुधा देखा जाता है कि आकाश पूर्णतः मेघाच्छन्न हो जाने पर भी वर्षा की बूँदें उपलब्ध नहीं होती।

कृत्रिम वर्षा का सिद्धान्त यही है कि आर्द्रताग्राही कणों को बिना वादलों के भीतर छिड़क दिया जाए या फिर उन्हें भूमितल से ही धुँओं के रूप में बादलों में बिखेर दिया जाए। इस क्रिया को वादलों की सीडिंग (Seeding) कहते हैं।

सागरी तथा अन्य स्रोतों से उठना वाष्प ठण्डा होकर, कुछ ऊँचाई के बाद सघनित होने लगता है। ये सघनित जलकण ही हमें बादलों के रूप में दिखलाई देते हैं। किन्तु वर्षा के लिये यह आवश्यक है कि छोटे-छोटे असंख्य जलकण सम्मिलन द्वारा कुछ बड़ी बूँदों में परिवर्तित हो जाएँ। आर्द्रताग्राही केन्द्र इसी सम्मेलन की सुविधा प्रदान करके बादलों को वर्षा करने पर बाध्य करते हैं। मेघ राशियों में सम्मिलन जितना तीव्र होगा वर्षा उतनी ही शीघ्र और तेज होगी।

591 बादलों को 'सीड' करने की अनेक विधियाँ प्रयोग में लाई जा चुकी हैं। शुष्क वर्ष अर्थात् ठोस कार्बन डाइआक्साइड के टुकड़े बादलों में बिखेर देना इस कड़ी का पहला प्रयास था। सिल्वर आयोडाइड के कण, दिमागों द्वारा मेघ राशियों में छिड़कने का सफल प्रयोग हो चुका है। सिल्वर आयोडाइड भूमितल पर स्थित जनरेटरो द्वारा भी धुँएँ के रूप में बादलों में पहुँचाए जा सकते हैं। अमेरिका और आस्ट्रेलिया में नमक के कण और जल की बड़ी बूँदों द्वारा आधार से 300 मीटर की ऊँचाई में बादलों को सीड करने का प्रयोग हो चुका है।

भारत में पहला प्रयोग सन् 1952 में किया गया। सिल्वर आयोडाइड और गनपाउडर युक्त एक वाक्स को गुब्बारे द्वारा बादलों में भेजा गया, ताकि बादलों में पहुँचते ही गनपाउडर के विस्फोट से वाक्स फट जाए। उष्ण बादलों के ऊपर जीतल जल का छिड़काव भी किया गया। सन् 1954 और 55 में दिल्ली—

और राजस्थान के बीच स्थित वादलो को नमक के घोल से सीड करने का प्रयोग किया गया ।

इन प्रयोगों के परिणाम उत्साहवर्धक तो हैं किन्तु इनके आर्थिक महत्त्व को आकलित करने के लिए यह जानकारी आवश्यक है कि किस सीड किए गये वादल से सामान्यावस्था की अपेक्षा कितनी अधिक और किस स्थान पर वर्षा प्राप्त हुई । सीडिंग का विल्कुल सही-सही परिणाम ज्ञात करना, हमारे नियंत्रण के बाहर होने के कारण, कठिन कार्य है किन्तु इस सन्दर्भ में प्रयोग होने आवश्यक है ।

5-92 वायुमण्डल विज्ञान के अध्ययन से हमें विभिन्न प्रकार के वादलों की संरचना और प्रकृति की पर्याप्त जानकारी प्राप्त हो चुकी है । अतः सीड करने के लिये उपयुक्त वादलो का चुनाव एक सरल कार्य है । शीतोष्ण कटिबन्धों में, जहाँ हिमालय स्तर नीचे होने के कारण वादलों के ऊपरी भाग 0°C से $15-20^{\circ}\text{C}$ नीचे तक पहुँच जाते हैं, शुद्ध हिम कणों द्वारा सीड किए जाने पर वर्जराण प्रक्रम के अनुसार शीघ्र वर्षा दे सकते हैं । भारत तथा अन्य उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्रों में, जहाँ वादल साधारणतः हिमालय स्तर से नीचे रह जाते और पर्याप्त ऊष्ण रहते हैं, जलकणों, नमक या सिल्वर आयोडाइड द्वारा अच्छी तरह सीड किए जा सकते हैं । साधारणतः विकासशील कपासी मेघों को सीड करना अधिक लाभप्रद देखा गया है ।

यह स्पष्ट है कि कृत्रिम वर्षा प्राप्त करने के लिए प्राकृतिक रूप से वादलो का होना अनिवार्य है । अतः कृत्रिम विधियों से एक स्थान पर वर्षा करा लेने का अर्थ है, किसी दूसरे स्थान को उस वर्षा से वंचित कर देना । इस प्रकार अन्तर्क्षेत्रीय भूगडों की एक और समस्या खड़ी हो सकती है । इसके अलावा एक स्थान पर सीड किया गया वादल हवाओं के साथ किसी अन्य स्थान पर जाकर बरस सकता है ।

कुल मिलाकर, अभी तक अमेरिका, आस्ट्रेलिया, कनाडा, जापान, अफ्रीका, भारत तथा यूरोप के अनेक देशों में जो प्रयोग कृत्रिम वर्षा के लिए किए गए हैं, उनकी तकनीकी सफलता तो साबित हुई किन्तु आर्थिक पहलू अभी तक अज्ञात है, अतः सन्देहपूर्ण है ।

सारणी
मेघ प्रकारों का संक्षिप्त परिचय

मेघ प्रकार	अवयव	वनावट	ग्राधार की ऊँचाई	ऊर्ध्व विस्तार	वृद्धि तथा ह्रास
1 पक्षाक्ष	हिमकरण	विच्छिन्न	6 किमी से ऊपर	—	Cs में वृद्धि कर सकती है या Cb में मिल जाती है।
2. पक्षाभ स्तरी	हिमकरण	सतत	6 किमी से ऊपर	बहुत पतला	वृद्धि As तथा ह्रास की अवस्था में समाप्त हो जाती है।
3. पक्षाभ कपासी	हिमकरण तथा अतिशीतल जलकरण	विच्छिन्न रोल मेघराशियाँ	6 किमी से ऊपर	—	Cs में मिल सकता है।
4. मध्यस्तरी	हिमकरण तथा जलकरण	सतत	2 से 5 किमी	बहुत थोड़ा	सघन As में
5. मध्य कपासी	जलकरण	रोल मेघराशि	2 से 5 किमी	साधारणतः पतला	वृद्धि Sc में तथा ह्रास Cc में
6. कपासी	जलकरण	ऊर्ध्व विस्तार युक्त	300 से 1600 मीटर	6 से 9 किमी	वृद्धि Cb में
7. कपासी वर्पी	निम्नतहों में जलकरण तथा ऊर्ध्वतहों में अति शीतल जल एवं हिमकरण	5 से 15 वर्ग किमी व्यास	200 से 1500 मीटर	10 किमी से ऊपर	और अधिक विकसित हो सकता है।
8. स्तरी कपासी	जलकरण	सतत रोल मेघराशियाँ	200 से 1000 मीटर	100 से 1000 मीटर	वृद्धि Cu या Cb में
9. स्तरी	जलकरण	सतत	भूमितल से 600 मीटर	50 से 300 मीटर	सघन होता है।

वायुमण्डल की गति (MOTION OF THE ATMOSPHERE)

6.10 भूमिका

न्यूटन के नियमानुसार, किसी जड़ पदार्थ को गति में लाने के लिए बाहरी बल की आवश्यकता होती है। वायुराशियाँ भी कुछ बाह्य बलों के अधीन गतिशील रहती हैं। इन बलों का मूल स्रोत सूर्य की ऊष्मा तथा पृथ्वी की घूर्णन गति है। इनकी विस्तृत परिभाषा अगले अनुच्छेदों में दी गई है।

वायुराशियों की क्षैतिज गति हवा (Wind) तथा ऊर्ध्वाधर गति वायु-धारा (Air-Current) कहलाती है। हवा का बहाव समतल न होकर, साधारणतः उतार-चढ़ाव वाला होता है, जिसे विस्तृत प्रवाह (Turbulent flow) कहा जाता है। यो तो उपर्युक्त बलों के अधीन भूमण्डलीय पैमाने पर कुछ विनाश वायु तरंगें बहती हैं, जो ऋतुओं के साथ संशोधित होती रहती हैं, किन्तु अधिकांश हवाएँ द्वितीयक विक्षोभों तथा स्थानीय कारणों के फलस्वरूप छोटे पैमानों पर होती हैं। इन हवाओं की प्रकृति को यन्त्रों द्वारा लगातार उनके माप लेकर समझा जा सकता है।

सबसे छोटे पैमाने पर वायु गति का उदाहरण अणुओं की गति हो सकती है किन्तु इसके कारण और प्रभाव सामान्य वायुप्रवाह से बिल्कुल अलग हैं। वायु की आणविक गति, रॉबर्ट्सन द्वारा दाब और तापमान उत्पन्न कर सकती है किन्तु उसका मौसम पर कोई सीधा प्रभाव नहीं पड़ता। अतः आणविक गतियों को वायुराशियों के प्रवाह के अध्ययन में सम्मिलित करने का कोई औचित्य नहीं।

6.20 वायु-गति के कारक बल

(1) पृथ्वी की सतह पर सौर विकिरणों की विभिन्नता के कारण, स्थान-स्थान पर वायुदाब में अन्तर आ जाता है। यदि कई स्थानों के एक समय पर लिए गए वायुदाब के माप मानचित्र पर अंकित करके समदाब रेखाएँ खींची, तो स्पष्ट दिखाई देगा कि एक तरफ को दाब कम होता जाता है और दूसरी तरफ को अधिक। दाब की यह ढाल, वायु गति के लिए एक बल उत्पन्न करती है, जिसे दाब-प्रवणता बल

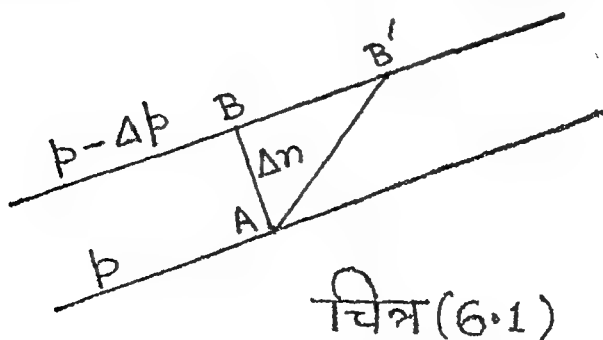
(Pressure gradient force) कहते हैं। वायु गति के लिए यह सर्वाधिक महत्वपूर्ण बल है। यदि और बल न होते, तो हवा दाब के ढाल पर उसी प्रकार बहती, जैसे पानी सतह के ढाल पर बहता है, अर्थात् उच्चदाब से निम्नदाब की ओर।

(2) पृथ्वी अपने ध्रुवीय अक्ष पर 7.3×10^{-5} रेडियन/सैकड़ के कोरिऑलिस वेग से, पश्चिम से पूर्व की ओर घूमती है। यह घूर्णन एक बल उत्पन्न करता है, जो सदा क्षैतिज वायुवेग या हवा के लम्बवत कार्य करता है इसे भूव्यावर्ती-बल या इसके आविष्कारक के नाम पर कोरियालिस बल कहते हैं। लम्बवत् दिशा में होने के कारण कोरियालिस बल हवा की गति को नहीं बदल सकता। यह केवल हवा की दिशा में विक्षेप उत्पन्न करता है। इसी बल के कारण, हवा उत्तरी गोलार्द्ध में दाहिनी ओर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में बायीं ओर विक्षेपित हो जाती है।

(3) लगभग 1 किलोमीटर ऊँचाई से नीचे की हवा पर पृथ्वी तल (जल या थल) का घर्षण बल भी प्रभावकारी होता है, जो अपनी प्रकृति के अनुसार सदा वायुगति के विपरीत दिशा में कार्य करता है। घर्षण बल की मात्रा सतह की रूक्षता पर निर्भर करती है तथा पृथ्वी तल पर सर्वाधिक होती है। जैसाकि आगे बताया जाएगा दाब प्रवणता तथा कोरियालिस बलों के अवीन हवा, समदाब रेखाओं के समानान्तर बहती है। किन्तु घर्षण बल न केवल इसकी गति कम कर देता है, बल्कि दिशान्तर भी इस प्रकार उत्पन्न कर देता है कि हवाएँ समदाब रेखाओं को 15 से 45 अंश के कोणों पर काटती हुई निम्नदाब की ओर बहती हैं।

वाह्य घर्षण के अतिरिक्त वायु तहों का आन्तरिक घर्षण भी जिसे विस्कासी बल (Viscous-force) कहते हैं, वायुगति के विपरीत लगा रहता है। 1 किमी से अधिक ऊँचाई पर भी, जहाँ वाह्य घर्षण प्रभावहीन हो जाता है, विस्कासी बल क्रियाशील रहता है। किन्तु यह अपेक्षाकृत नगण्य है। अतः अधिक ऊँचाइयों पर हवाएँ समदाब रेखाओं के समानान्तर बहती मानी जा सकती हैं।

(4) गुरुत्व का बल वायु की ऊर्ध्वाधर गति के लिए एक महत्वपूर्ण भूमिका निभाता है, किन्तु क्षैतिज प्रवाह के लिए इसका कोई महत्व नहीं।



क्षैतिज प्रवाह के लिए इन बलों के निम्नांकित सूत्र स्थापित किए जा सकते हैं :

6 21 दाब-प्रवणता

दूरी के प्रति दाब परिवर्तन की अधिकतम दर दाब प्रवणता कहलाती है।

मान लीजिए $p, p + \Delta p$ की

समदाव रेखाएँ (चित्र 6 1) में दी गई हैं। दोनों के बीच दावान्तर $= \Delta p$,

$$\text{दाब परिवर्तन की दर} = \frac{\Delta p}{\text{समदाव रेखाओं के बीच की दूरी}}$$

बिन्दु A पर दाब प्रवणता = दाब परिवर्तन की अधिकतम दर

$$= \frac{\Delta p}{\text{समदाव रेखाओं के बीच की निम्नतम दूरी}}$$

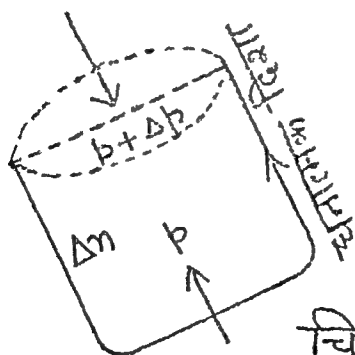
$$= \frac{\Delta p}{\text{समदाव रेखाओं के बीच की लम्बवत् दूरी}}$$

$$= \frac{\Delta p}{\Delta n}.$$

अतः किसी बिन्दु पर दाब प्रवणता, उस बिन्दु से समदाव रेखा के लम्बवत् दिशा में दाब परिवर्तन दर के बराबर होती है। दाब प्रवणता निम्न दाब से उच्च दाब की ओर नापी जाती है। अतः उपर्युक्त उदाहरण में दाब प्रवणता धनात्मक होगी।

6 22 दाब-प्रवणता बल

एक वायुराशि लीजिए जिसके क्षैतिज तलों पर दाब क्रमशः p और $p + \Delta p$ है। अतः तल के इकाई क्षेत्र पर लगने वाला बल $= \Delta p$ यह बल उच्च



चित्र (6.2)

दाब से निम्नदाब की ओर लगता है। अतः दाब प्रवणता की दिशा के विपरीत है। यदि दाब प्रवणता की दिशा को धनात्मक माना जाए, तो तल के ऊपर लगने वाला कुल बल $= -A \Delta p$

जहाँ A , तल का क्षेत्रफल है। ऋणात्मक चिन्ह दाव प्रवणता की घनात्मक दिशा को ध्यान में रख कर लगाया गया है।

$$\text{वायु राशि की मात्रा} = \rho A \Delta n,$$

जहाँ ρ वायु का घनत्व तथा Δn दोनों क्षैतिज तलों के बीच की लम्बवत् दूरी है। इस वायु राशि की प्रति इकाई मात्रा पर लगने वाला बल ही दाव प्रवणता बल होगा।

$$\text{अतः प्रवणता बल} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

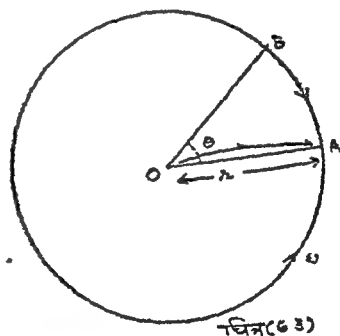
टिप्पणी . यदि Δz ऊँचाई के अन्तर पर दाव में कमी $= \Delta p$,

$$\text{तो ऊर्ध्वाधर दाव प्रवणता} = \frac{\Delta p}{\Delta z}$$

$$\text{तथा ऊर्ध्वाधर दाव प्रवणता बल} = -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta z}$$

6.23 कोरियालिस बल

पृथ्वी के घूर्णन प्रभाव को स्पष्ट करने के लिए निम्नांकित प्रयोग पर विचार कीजिए। मान लीजिए, एक गोलाकार चवुतरा कुम्हार के चक्के की भाँति केन्द्र O से लम्बवत् अक्ष पर वामावर्त (Anticlockwise) दिशा में घूम रहा है और इसका कोणीय वेग ω है। केन्द्र O पर बैठा शिकारी बिन्दु A पर स्थित पक्षी को निशाना लगाकर गोली चलाता है। जबतक गोली वेग v से बिन्दु A तक पहुँचती है, पक्षी घूर्णन के कारण बिन्दु B पर आ जाता है। पक्षी का स्थानान्तरण वास्तविक है किन्तु केन्द्र पर बैठे शिकारी के सापेक्ष पक्षी की स्थिति में कोई अन्तर नहीं है। अर्थात् शिकारी अपनी दृष्टि से पक्षी को पूर्व-स्थान पर ही स्थिर देखेगा और यही समझेगा कि किसी बल के द्वारा उसकी गोली दाहिनी ओर विक्षेपित कर दी गई है, जिसके कारण उसका निशाना BA दूरी से चूक गया।



यदि चवुतरा का घूर्णन दक्षिणावर्त (Clockwise) है तो शिकारी को गोली का विक्षेप बायीं ओर प्रतीत होगा।

यही विक्षेपक बल, जो किसी सीमा तक काल्पनिक है, कोरियालिस बल कहलाता है। गति के सामान्य नियमों के आधार पर इसका परिमाण ज्ञात किया जा सकता है। इस प्रकार :

मान लीजिए विक्षेप का त्वरण f और समय t है।

$$\therefore \frac{1}{2}ft^2 = AB = r\Theta = r\omega t$$

$$\therefore t = 2r\omega/f.$$

गोली द्वारा दूरी OA तय करने का समय = पक्षी द्वारा दूरी AB तय करने का समय

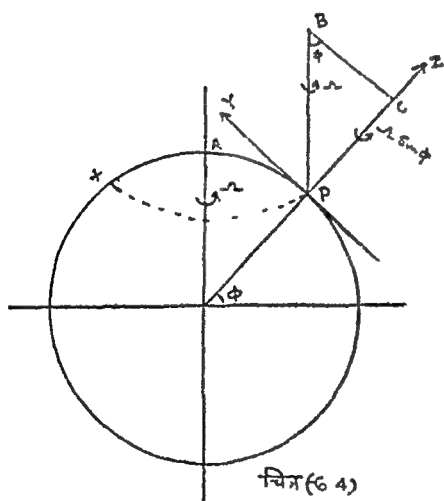
$$\therefore \frac{r}{v} = \frac{2r\omega}{f}$$

$$\text{or } f = 2v\omega$$

अर्थात् इकाई मात्र पर लगा कोरियालिस वल $= 2 \times$ घूर्णन का कोणिक वेग \times गोली का रैखिक वेग।

6.24 पृथ्वी तल के अक्षांश ϕ पर कोई बिन्दु P लीजिए। इस बिन्दु से गुजरने वाले अक्षांश और देशान्तर रेखाओं को क्रमशः X तथा Y अक्ष मान लिया जाए, तथा ऊर्ध्वाधर को z - अक्ष, तो

OA रेखा के चारों ओर पृथ्वी के घूर्णन (Ω) की दिशा OA अथवा PB है।



बिन्दु P, पर लिए गए इकाई क्षेत्र को क्षैतिज दिशाओं (X - Y तल) में घूर्णित करने वाला वेग Ω_z होगा, जो Ω का z, दिशा के अवयव है। इसकी दिशा बिन्दु P पर वामावर्त होगी।

चित्र 6.4 से $\angle PBC = \phi$,

$$\therefore \Omega_z = \Omega \sin \phi$$

बिन्दु P के प्रति इकाई मात्रा पर क्षैतिज दिशा में लगने वाला कोरियालिस वल,

$$C = 2\Omega \sin \phi \cdot V.,$$

जहाँ V वायु का वेग है।

6.25 स्पष्ट है कि अक्षांशों (ϕ) के साथ C का मान बढ़ता जाता है।

विषुव रेखा ($\phi = 0$) पर, $C = 0$

30° अक्षांश पर, $C = \Omega V$

तथा उत्तरी ध्रुव ($\phi = 90^\circ$) पर, $C = 2\Omega V$.

जिस ओर को हवा जा रही हो, उधर को मुँह करके प्रेक्षक यदि खड़ा हो, तो निम्न दाव का क्षेत्र उत्तरी गोलार्द्ध में उसके बायें हाथ की ओर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उसके दाहिने हाथ की ओर पड़ेगा।

यह नियम वायज वेलट का नियम कहलाता है तथा प्रायोगिक मौसम पूर्वानुमान में काफी उपयोगी सिद्ध होता है।

6.32 किसी स्थान के मौसम मानचित्रों में समदाब रेखाएँ साधारणतः 2 या 4 मिलीबार के अन्तरान से लीची जाती हैं। अतः वहाँ के लिए ρ , ϕ , और Ω के साथ Δp भी स्थिराक हैं।

$$\text{अतः } V_z \propto \frac{1}{\Delta n}$$

अर्थात् भूध्यावर्ती हवा की तीव्रता समदाब रेखाओं के बीच की दूरी के व्युत्क्रमानुपाती होती है। सघन समदाब रेखाओं के क्षेत्र में वायु गति तीव्र तथा विरल रेखाओं के क्षेत्र में वायु गति धीमी होगी।

इसके अतिरिक्त $V_z \sin \phi$ के भी व्युत्क्रमानुपाती होता है, अर्थात् जैसे-जैसे निम्न अक्षांशों की ओर बढ़ेंगे, यदि दाव प्रवणता समान रहे तो वायुगति तेज होती जाएगी, विपुवत् रेखा पर $\sin \phi = 0$ अतः यहाँ V_z का मान अनन्त हो जाना चाहिए। किन्तु यह प्रायोगिक रूप से असम्भव है। इस प्रकार, भूध्यावर्ती हवा का सूत्र विपुवत् रेखा तथा उसके बहुत निकट के स्थानों पर लागू नहीं हो पाता। वास्तव में उष्ण कटिबन्धीय अक्षांशों के बाद ही भूध्यावर्ती हवा का सूत्र अधिक उपयोगी हुआ करता है।

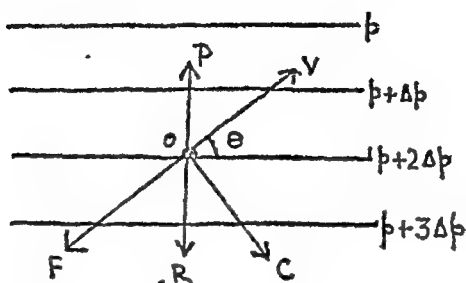
यदि दाव प्रवणता हर अक्षांश पर समान मान ली जाए तो अक्षांशों के प्रति भूध्यावर्ती हवाओं का परिवर्तन निम्न तालिका द्वारा व्यक्त किया जा सकता है।

अक्षांश (अंश)	90	75	60	45	30	15
भूध्यावर्ती हवा ('नाट')	21	22	25	39	40	82

किन्तु वास्तव में उष्ण कटिबन्धों में इतनी तेज गति की हवा केवल अवदावों तथा चक्रवातों में ही मिलती है, सामान्य दशा में नहीं। इसका कारण यही है कि निम्न अक्षांशों में दाव प्रवणता बहुत कम होती है।

6.33 घर्षण का प्रभाव

घर्षण का बल (F) वायु दिशा के विपरीत कार्य करता है। इस बल की उपस्थिति में हवा समदाब रेखाओं के समान्तर होने से पूर्व ही चित्र (6.6) की स्थिति में सन्तुलित हो जाती है। इस स्थिति में C और F का परिणामी बल R, P के



चित्र (6.6)

बराबर और विपरीत दिशा में आ जाता है। स्पष्ट है कि सन्तुलन की अवस्था में वायुदिशा \vec{OV} , समदाब रेखाओं से θ कोण बनाएगी। इस प्रकार घर्षण बल, भूव्यावर्ती प्रवाह को क्रास समदाबरेखीय बना देता है।

थल सतह पर घर्षण बल अधिक प्रभावकारी होता है, जहाँ हवा समदाब रेखाओं से 30° से 45° अंश तक का कोण बनाती हुई बहती है। सागर तलो पर रुकता काफी कम होती है। यहाँ वायु-दिशा समदाब रेखाओं से 15° से कम कोण पर ही झुकी रहती है।

दाब प्रणालियाँ जब सागरीय क्षेत्रों से थल भाग पर पहुँचती हैं, तो साधारणतः वे कमजोर होती जाती हैं, अर्थात् उनमें 'भराव' आता जाता है। इसका एक कारण थल सतह का अधिक घर्षण प्रभाव भी है, जो वायु तीव्रता को कम करने की प्रवृत्ति रखता है। एक अनुमान के अनुसार, सागरीय तल का घर्षण, भूव्यावर्ती प्रवाह की गति को एक-तिहाई तथा स्थलीय तल का घर्षण आधा कम कर देने में सक्षम है।

6.34 अभूव्यावर्ती-हवा (Ageostrophic Wind)

भूव्यावर्ती हवा अचर गति की एक परिणुद्ध (Precise) हवा है, जो दाब-प्रवणता और कोरियालिस बलों के ठीक सन्तुलित होने पर, समदाब रेखाओं के समानान्तर स्थापित होती है; अतः यह आवश्यक है कि समदाब रेखाएँ आपस में समानान्तर हों। किन्तु वास्तविक मौसम मानचित्रों में ये रेखाएँ अनियमित वक्रताओं से युक्त होती हैं। अतः वास्तविक हवाएँ पूर्णरूप से भूव्यावर्ती नहीं होती। अनियमित समदाब रेखाओं के अलावा असमतल वायु-प्रवाह, तथा स्थानीय कारणों से दाब-प्रवणता में समय के अनुसार तीव्र उतार-चढ़ाव भी बलों में सन्तुलन स्थापित होने नहीं देते और वास्तविक हवा की गति को भूव्यावर्ती और दूर कर देते हैं।

निम्न वायु तहो में घर्षण का बल सबसे प्रभावशाली तत्त्व है, जो भूव्यावर्ती दशाओं से वास्तविक हवाओं को विक्षेपित करता है। यही कारण है कि जैसे-जैसे ऊपर जाते हैं, घर्षण का प्रभाव कम होने से वास्तविक हवाएँ भूव्यावर्ती के अधिक निकट होती जाती हैं और प्रायोगिक उपयोगों के लिए 1 किमी से ऊपर की हवा बहुधा भूव्यावर्ती मान ली जाती है।

वास्तविकता से दूर होने पर भी भूव्यावर्ती हवाओं की धारणा महत्वपूर्ण है। इसे एक औसत क्षैतिज हवा की तरह समझा जा सकता है जिसके ऊपर-नीचे वास्तविक हवा उच्चावचन करती है।

अतः वास्तविक हवा = भूव्यावर्ती हवा + भूव्यावर्ती से विक्षेप। मान लीजिए X और Y दिशाओं में वास्तविक हवाएँ क्रमशः u और v तथा भूव्यावर्ती हवाएँ क्रमशः u_g और v_g हैं। उपर्युक्त समीकरण को गणितीय रूप में इस प्रकार लिखा जा सकता है।

$$u = u_g + u'$$

$$\text{तथा } v = v_g + v'$$

$$\text{या } u' = u - u_g \text{ और } v' = v - v_g.$$

u' और v' क्रमशः X और Y दिशाओं में भूव्यावर्ती हवाएँ कहलाती हैं, जो वास्तविक हवा का भूव्यावर्ती सन्निकटन (Approximation) से विचलन प्रदर्शित करती हैं। u_g और v_g का मान निम्न सूत्रों द्वारा दिया जा सकता है।

$$u_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta x} \quad \dots (i)$$

$$\text{और } v_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p}{\Delta y} \quad \dots (ii)$$

समीकरण (2) में ऋण चिह्न कारण यह है कि Y-दिशा (देशान्तर) में p का मान घटता जाता है। अतः दाब प्रवणता $\frac{\Delta p}{\Delta y}$, Y-अक्ष की ऋणात्मक दिशा में घनात्मक होता है।

6 35 भूव्यावर्ती हवा का एक और सूत्र

ऊपरी वायुमण्डल के मौसम विश्लेषण में समदाब रेखीय मानचित्रों की अपेक्षा स्थिर दाब मानचित्रों का प्रयोग अधिक उपयोगी होता है। इसमें विभिन्न स्थानों पर निश्चित दाब-स्तर (साधारणतः 850, 700, 500, 200 या 100 मिलीबार) की ऊँचाइयों (साधारणतः भूविभव मीटर की इकाई में) में अंकित कर देते हैं। यह चार्ट समदाब पृष्ठ के उतार-चढ़ाव का चित्र प्रस्तुत करता है।

दाब की समरेखाओं की जगह ऊँचाइयों की समरेखाएँ खींचकर इन स्थिर दाब मानचित्रों का विश्लेषण किया जाता है। इन रेखाओं को समतुंग रेखाएँ या फन्दर रेखाएँ कहते हैं।

मान लीजिए, दो समदाब पृष्ठों के बीच दावान्तर Δp तथा किसी स्थान पर संगत ऊँचाई का अन्तर Δz है तो,

$$\Delta p = -g\rho \Delta z$$

Δp का यह मान भूव्यावर्ती हवा के समीकरणों में रखने से उस स्थान पर

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta x} \text{ तथा}$$

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta z}{\Delta y}$$

जहाँ $\frac{\Delta z}{\Delta x}$ तथा $\frac{\Delta z}{\Delta y}$ क्रमशः X और Y दिशाओं में कन्दूर-प्रवणता है।

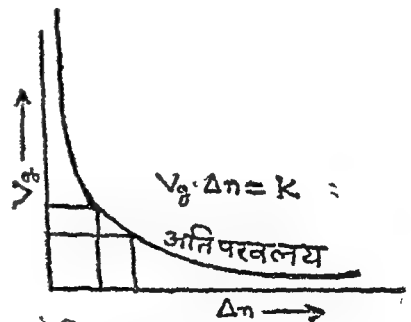
स्पष्ट है कि भूव्यावर्ती बल, कन्दूर-प्रवणता के समानुपाती है। यह सूत्र वायु घनत्व के चलन से मुक्त है।

6.36 भूव्यावर्ती पैमाना (Geostrophic scale)

यदि घनत्व का चलन छोड़ दिया जाए, तो किसी स्थान पर भूव्यावर्ती हवा, समदाब रेखाओं के बीच की लम्बवत् दूरी (Δn) के व्युत्क्रमानुपाती होती है।

अर्थात् $Vg \Delta n = K$ (स्थिरांक)

अतः Δn और Vg का ग्राफ एक आयताकार अति परवलय (rectangular-hyperbola) होगा (चित्र 6.7)। इस ग्राफ से Δn के किसी मान के लिए Vg का मान ज्ञात किया जा सकता है। अतः विभिन्न दूरियों पर वायु-गति का मान अंकित करके एक पैमाना इस प्रकार का तैयार किया जा सकता है कि दो समदाब रेखाओं के बीच जब पैमाने को रखें तो उनकी दूरी के संगति वायु गति का मान पढ़ा जा सके। इस पैमाने को भूव्यावर्ती पैमाना कहा जाता है।



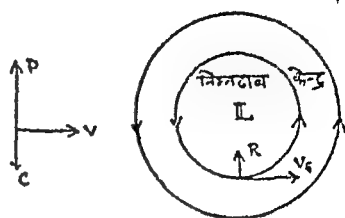
चित्र (6.7)

6.40 प्रवणता हवा (Gradient Wind)

यदि दाब प्रवणता (P) और कोरियालिस बल (C) एक-दूसरे को ठीक-ठीक सन्तुलित न कर सके, तो दो स्थितियाँ सम्भव हैं।

- (i) $P > C$ और (ii) $P < C$

यदि P और C का परिणामी बल R है, तो P और C का संयुक्त प्रभाव वायु प्रवाह V पर वही होगा, जो अकेले बल R का है। R वायु प्रवाह के लम्बवत् लगता है, अतः केन्द्राभिसारी बल की तरह कार्य करके वायु प्रवाह का पथ वृत्ताकार कर देगा।



चित्र (6.8)

1 पहली स्थिति में R दाब प्रवणता बल की दिशा में V के लम्बवत् रहेगा। अतः वायु प्रवाह वामावर्त दिशा में वृत्ताकार हो जाएगा, जिसमें R केन्द्राभिसारी बल की तरह कार्य करेगा। यह वृत्ताकार वायु प्रवाह चक्रवाती प्रवणता हवा कहलाती है। इसमें हवाएँ निम्न दाब केन्द्र के चारों ओर घड़ी की सुइयों के विपरीत (वामावर्त) दिशा में बहती हैं।

यदि चक्रवाती प्रवणता हवा का वेग V_G तथा वृत्ताकार प्रवाह पथ की त्रिज्या r मान ली जाए, तो गति का समीकरण इस प्रकार लिखा जा सकेगा —

$R = \text{केन्द्राभिसारी बल}$

$$\text{या } -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = -\frac{V_G^2}{r}, \quad (1)$$

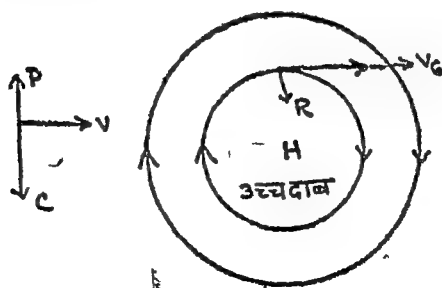
केन्द्राभिसारी बल के साथ ऋणात्मक चिन्ह, इसी कारण लगा है कि दाब प्रवणता बल (ऋणात्मक) कोरियालिस बल से अधिक है।

(2) दूसरी स्थिति में जब $C > P$, तो परिणामी R, दाब प्रवणता बल के विपरीत, अर्थात् उच्चदाब की ओर V के लम्बवत् लगता है। यह उच्चदाब के चारों ओर दक्षिणावर्त दिशा में वृत्ताकार गति उत्पन्न कर देगा। यह वृत्ताकार वायु-प्रवाह प्रतिचक्रवाती-प्रवणता हवा कहलाती है।

प्रति चक्रवाती प्रवणता हवा का समीकरण इस प्रकार होगा :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = \frac{V_G^2}{r},$$

जहाँ V_G प्रतिचक्रवाती प्रवणता हवा का वेग है।



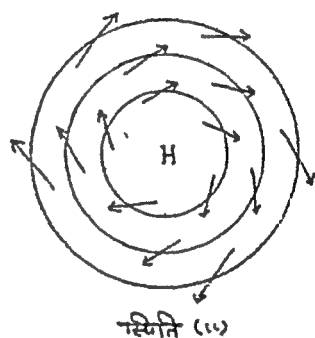
चित्र (6.9)

6.41 स्पष्ट है कि चक्रवाती और प्रतिचक्रवाती हवा में प्रवाह-पथ के समानान्तर समदाब रेखाएँ भी वृत्ताकार हो जाती हैं। चक्रवाती

प्रवाह में समदाब रेखाएँ निम्नदाब क्षेत्र को घेरती हैं, जिसमें केन्द्र पर दाब निम्नतम होता है। प्रतिचक्रवाती प्रवाह में उच्चदाब केन्द्र के चारों ओर वृत्ताकार रूप से घेरती है। प्रवणता हवाएँ इन रेखाओं के समानान्तर वायज वैलट नियम का पालन करती हुई बहती हैं।

6.42 प्रवणता वायु-प्रवाह की दिशा दक्षिणी गोलार्द्ध में ठीक विपरीत हो जाती है। अर्थात् चक्रवाती प्रवाह में निम्न दाब केन्द्र के चारों ओर दक्षिणावर्त दिशा में हवा बहती है तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह में उच्चदाब केन्द्र के चारों ओर वामावर्त दिशा में।

6.43 अनुच्छेद 6.33 के अनुसार, घर्षण के प्रभाव से प्रवणता हवाओं का प्रवाह-पथ, समदाब रेखाओं के समान्तर न होकर क्रास समदाबरेखीय हो जाता है। चक्रवाती दिशा में हवा, समदाब रेखाओं को काटती हुई निम्न दाब केन्द्र की ओर अभिसर होती है, जिससे केन्द्र पर अभिसरण उत्पन्न होता है—चित्र 6.10 स्थिति (1)। प्रतिचक्रवाती दिशा में हवा समदाब रेखाओं को काटती हुई उच्चदाब केन्द्र से बाहर निकलने की प्रवृत्ति रखती है। अतः केन्द्र पर अपसरण उत्पन्न करती है—चित्र (6.10), स्थिति (2)।



6.44 भूव्यावर्ती तथा प्रवणता हवा में सम्बन्ध

प्रवणता हवा का समीकरण निम्नांकित प्रकार से लिखा जा सकता है :

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_G = \frac{V_G^2}{r} \quad \dots(1)$$

जहाँ r का मान चक्रवाती प्रवाह के लिए ऋणात्मक तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह के लिए धनात्मक होगा।

भूव्यावर्ती हवा का समीकरण;

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta n} + fV_s = 0. \quad \dots(11)$$

समीकरण (i) और (ii) को मिलाने से

$$-fV_s + fV_G = \frac{V_G^2}{r}$$

$$\text{या } V_s \left(\frac{1}{V_G^2} \right) - \frac{1}{V_G} + \frac{1}{rf} = 0$$

$$\text{या } \frac{1}{V_G} = \frac{1 \pm \sqrt{1 - \frac{4V_g}{rf}}}{2V_g}$$

$$\text{अतः } V_G = \frac{2V_g}{1 \pm \sqrt{1 - \frac{4V_g}{rf}}}$$

यदि $r = \infty$ तो V_G और V_g का मान बराबर होना चाहिए, क्योंकि अनन्त त्रिज्या का वृत्त सीधी रेखा ही हो सकती है। यह शर्त केवल + चिन्ह द्वारा सही होती है।

$$\text{अतः } V_G = \frac{2V_g}{1 + \sqrt{1 - \frac{4V_g}{rf}}} \quad \dots (iii)$$

समीकरण (iii) में यदि r का मान ऋणात्मक रखा जाए, तो हर (Denominator) दो या दो से अधिक हो जाएगा और V_G का मान V_g से कम होगा।

अतः चक्रवाती प्रवणता हवा \leq भूव्यावर्ती हवा।

समीकरण (iii) में r का मान धनात्मक रहने से हर का मान 2 या 2 से कम ही रहेगा इस दशा में V_G का मान V_g से अधिक होगा।

अतः प्रतिचक्रवाती प्रवणता हवा \geq भूव्यावर्ती हवा।

इस प्रकार निम्नांकित नियम सिद्ध हुआ।

V_G प्रतिचक्र $\geq V_g \geq V_G$ चक्र

6.45 V_G का मान अधिकतम, तब होगा जब

$$1 - \frac{4V_g}{rf} = 0$$

$$\text{अर्थात् } 4V_g = fr \quad \dots (iv)$$

और इस शर्त के पूरा होने पर, समीकरण (iii) से V_G का अधिकतम मान $= 2V_g$ । इस प्रकार प्रतिचक्रवाती हवा (V_G) का मान भूव्यावर्ती से अधिक होता है, जो अधिक से अधिक भूव्यावर्ती हवा के दुगुने के बराबर हो सकता है।

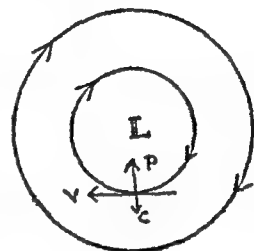
6.46 साइक्लोस्ट्रोफिक प्रवाह (Cyclostrophic Flow)

विपुवन रेखा के आसपास ϕ का मान कम होने के कारण, कोरियालिस बल $2\Omega V \sin \phi$ का मान नगण्य हो जाता है। इस दशा में दाव प्रवणता बल P पूर्णतः केन्द्राभिसारी बल की तरह कार्य करता है, जिसमें प्रवाह-पथ निम्न दाव केन्द्र के चारों ओर वृत्ताकार बन जाता है। स्पष्टतः यह प्रवाह विरोधी बल C के हट जाने के कारण चक्रवाती प्रवणता-प्रवाह की अपेक्षा अधिक तीव्र होगा।

इस चक्रवाती प्रवाह को साइक्लोस्ट्रॉफिक-प्रवाह कहते हैं। उष्ण कटिबन्धीय चक्रवाती तूफान तथा टोर्नेडो इस प्रवाह के उदाहरण हैं। टोर्नेडो में दाव-प्रवणता बल इतना शक्तिशाली होता है कि अन्य सभी विरोधी बल नगण्य हो जाते हैं।

6.47 वायज-वैलट नियम का उल्लंघन

साधारणतः पृथ्वी पर हवा इस नियम के अनुसार ही बहती है। किन्तु कभी-कभी बहुत छोटे पैमाने की स्थानीय हवाएँ इन नियमों का उल्लंघन भी करती हैं। इसका एक उदाहरण, खुले स्थानों पर गर्मियों में उठने वाले धूलभरे बवंडर (Dust devil) है। बवंडर वास्तव में निम्नदाव केन्द्र के चारों ओर एक वृत्ताकार प्रवाह है। किन्तु वास्तविक प्रेक्षणों से यह प्रवाह, चक्रवाती और प्रतिचक्रवाती दोनों प्रकार का पाया जाता है।



चित्र (611)

- अतः कुछ बवंडर, जो निम्नदाव केन्द्र के चारों ओर घड़ी की सुइयों की दिशा में (प्रतिचक्रवाती) वायु प्रवाह रखते हैं, स्पष्ट रूप से वायज वैलट नियम का उल्लंघन करते हैं।

6.50 हवाओं का ऊर्ध्वाधर चलन

साधारणतः अधिक तापमान वाले क्षेत्र में भूमि तल पर निम्नदाव तथा उच्चतर स्तर पर उच्चदाव क्षेत्र स्थापित हो जाता है। इसी प्रकार, कम तापमान के क्षेत्रों में नीचे उच्चदाव तथा ऊपर निम्न दाव बन जाता है।

जल स्थितिकी समीकरण

$$\frac{\Delta P}{\Delta z} = -g\rho = -\frac{pg}{RT},$$

से स्पष्ट है कि ऊँचाई के साथ दाव की परिवर्तन-दर औसत तापमान (T) के व्युत्क्रमानुपाती होती है। तापमान जितना अधिक होगा, ऊँचाई के साथ दाव परिवर्तन उतना ही धीमा होगा। वायुमण्डल की निचली तहों का तापमान भूमध्य रेखा पर ध्रुवों की अपेक्षा अधिक होता है। फलतः ध्रुवों पर ऊँचाई के साथ दाव अपेक्षाकृत तेजी से घटता है। इस प्रकार विपुवन् रेखा से ध्रुवों की ओर एक रेखांशिक (Meridional) दाव प्रवणता स्थापित होती है, जो ऊँचाई के साथ लगभग 10 से 12 किमी तक तीव्रतर होती जाती है। स्थिर दाव मानचित्रों पर यह प्रवणता स्पष्ट दृष्टिगोचर होती है, विशेषकर मध्य अक्षांशों में। फलस्वरूप पड़ुवा हवाएँ ऊँचाई के साथ तीव्रतर होती जाती हैं।

उत्तरी गोलार्द्ध तल पर जिन क्षेत्रों की दाव प्रवणता की दिशा उत्तर से दक्षिण (निम्न अक्षांशों) की ओर है, पृथ्वी तल पर वहाँ पूर्वी हवाएँ चलती हैं। जैसे, उपउष्णकटिबन्धीय उच्चदाव तथा विपुवन् रेखीय निम्न दाव के बीच और ध्रुवीय

उच्चदाब तथा उप ध्रुवीय निम्नदाब के बीच। चूँकि, ऊँचाई के साथ दाब प्रवणता की प्रवृत्ति निम्न से उच्च अक्षांशों की ओर होती जाती है, अतः पूर्वी हवाएँ ऊँचाई के साथ घटती जाती हैं तथा कुछ ऊँचाई के बाद पश्चिमी हवाओं में बदल जाती हैं, जो ऊँचाई के साथ बढ़ने लगती हैं।

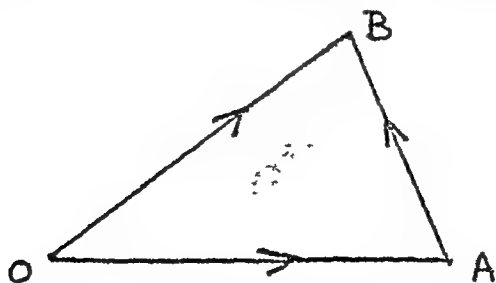
पूर्वी हवाओं के ऊँचाई के साथ बढ़ने का एकमात्र उदाहरण भारतीय उपमहाद्वीप और सागरो पर (20° उ अक्षांश से नीचे) मानसून ऋतु (जून से सितम्बर) का पूर्वी प्रवाह है। इस क्षेत्र में इन महीनों में पूर्वी हवा ऊँचाई के साथ बढ़ती है तथा लगभग 9 किमी में ऊपर पूर्वी जेट द्वारा स्थापित करती है। इसका विवेक विवरण अध्याय 14 में दिया गया है। इसका कारण सम्भवतः यही है कि उच्च ताप (Thermal high) का क्षेत्र इन दिनों विपुवत् रेखा में उच्च अक्षांशों की ओर स्थानान्तरित हो जाया करता है।

पश्चिमी हवाओं की ऊँचाई के साथ वृद्धि लगभग क्षोभ सीमा तक पाई जाती है। सदियों में जब रेखांशिक ताप प्रवणता अधिक तीव्र होती है, यह वृद्धि स्थिर मण्डल में भी काफी ऊँचाई तक जारी रहती है। किन्तु साधारणतः स्थिर मण्डल की निम्नतहों में रेखांशिक तापप्रवणता उल्टी हो जाती है, अर्थात् ध्रुवों पर उच्च तथा विपुवत् रेखा पर निम्न तापमान-क्षेत्र स्थापित हो जाता है। स्पष्ट है कि क्षोभ मण्डल की पश्चिमी हवाएँ स्थिर मण्डल में ऊँचाई के साथ साधारणतः घटती जाती हैं और हो सकता है कि काफी ऊँचाई पर व्युत्क्रमित होकर वे पुनः पूर्वी प्रवाह में बदल जाएँ।

सदियों में मध्य अक्षांशों में लगभग 30 किमी की ऊँचाई तक, लगभग 60 किमी प्रति घण्टा की पश्चिमी हवाएँ मिलती हैं। किन्तु गर्मियों में 18 किमी के बाद पूर्वी हवाएँ स्थापित हो जाती हैं, जो ऊँचाई के साथ बढ़ती हैं और 30 किमी के आसपास 70-80 किमी प्रति घण्टा की गति तक पहुँच जाती हैं।

6.51 ताप हवा (Thermal Wind)

किसी वायु तह के ऊपरी और निचले स्तर पर वायुप्रवाह का अन्तर, तह की तापमान-प्रवणता पर निर्भर करता है। क्षैतिज तापमान प्रवणता के कारण ही



चित्र (6.12)

ऊँचाई के साथ दाब प्रवणता तथा भूव्यावर्ती हवाओं में परिवर्तन होता है। हवाओं

का परिवर्तन गति और दिशा, दोनों या किसी एक में भी हो सकता है। वायु दिशा का घड़ी की सुइयों की दिशा में परिवर्तन दक्षिणावर्त (Veering) तथा विपरीत दिशा में परिवर्तन वामावर्त (Backing) कहलाता है। यह सोचा जा सकता है कि ऊपरी स्तर पर वायु वेग, दो अवयवों का परिणामी है

(1) निचले स्तर का वायु वेग।

(2) क्षैतिज ताप-प्रवणता से उत्पन्न अवयव।

यह तापीय वायु अवयव ताप-हवा कहलाती है। दो स्तरों के बीच की ताप हवा ऊपरी तथा निचले स्तर के भूव्यावर्ती हवाओं के सदिश (Vector) अन्तर के बराबर होगी।

चित्र (6.12) में यदि दिशा और मान में निम्न और उच्च तलों पर भूव्यावर्ती वायु-वेग क्रमशः \vec{OA} तथा \vec{OB} द्वारा प्रदर्शित किए जाएँ, तो इन तलों के बीच की ताप हवा $= \vec{OB} - \vec{OA}$

$$= \vec{AB}$$

औसत तापमान का क्षैतिज ग्रावेंटन जिस पर ताप-हवा निर्भर करती है, समताप रेखाओं द्वारा व्यक्त किया जाता है। अतः ताप-हवा समताप रेखाओं के समानान्तर इस प्रकार बहती है, कि उत्तरी गोलार्द्ध में निम्नताप क्षेत्र ताप हवा के बायीं ओर रहे तथा दक्षिणी गोलार्द्ध के दायीं ओर। ताप-हवा की गति, ताप-प्रवणता के समानुपाती होती है।

z_0 और z ऊँचाई स्तरों के बीच ताप हवा के X और Y अक्षों में अवयव (क्रमशः u_T और v_T) निम्नांकित सूत्रों द्वारा ज्ञात किए जा सकते हैं।

$$u_T = -\frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta y} (z - z_0)$$

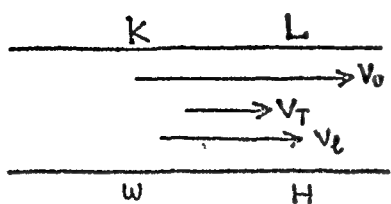
$$\text{तथा } v_T = -\frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta x} (z - z_0),$$

जहाँ T वायु-तह का औसत तापमान तथा $\frac{\Delta T}{\Delta x}$ और $\frac{\Delta T}{\Delta y}$ क्रमशः X और Y दिशाओं में तापमान की क्षैतिज प्रवणता है।

6 52 विभिन्न दशाओं में ताप हवाओं की प्रवृत्ति निम्नलिखित उदाहरणों से स्पष्ट की जा सकती है।

(1) जब निम्न तापमान (K) के साथ निम्न दाब (L) तथा उच्च तापमान (W) के साथ उच्च दाब क्षेत्र (H) संयुक्त हो।

यह दशा चित्र (6.13) में दिखाई गई है। वायज वेलट-नियम के अनुसार, निचले स्तर पर भूव्यावर्ती हवा V_1 पड़ुग्रा होगी। ताप हवा (V_T) भी पड़ुग्रा ही है। फलतः ऊँचाई के साथ वायु वेग वढेगा और ऊपरी स्तर पर भूव्यावर्ती हवा (V_u) उमी दशा में ($V_T + V_1$) गति से वहेगी।

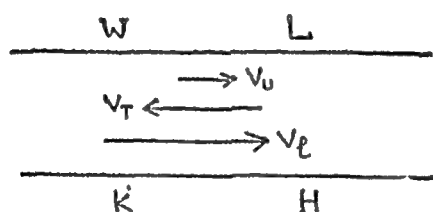


चित्र (6.13)

(2) जब निम्न तापमान के साथ उच्च दाब तथा उच्च तापमान के साथ निम्न दाब सयुक्त हो।

निचले स्तर पर हवा पड़ुवा होगी तथा ताप हवा पूर्वी। फलतः V_u का मान ऊँचाई के साथ घटता जाएगा। अर्थात्

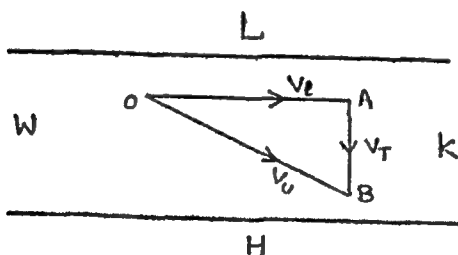
$$V_u = V_1 - V_T$$



चित्र (6.14)

(3) जब हवा, समताप रेखाओं को काटते हुए उच्च तापमान (W) से निम्न तापमान (K) की ओर वहे, अर्थात् जब गर्म हवा का अभिवहन होता हो।

इस दशा में H, L, W और K की स्थितिया चित्र (6.15) में दिखाई गई है।



चित्र (6.15)

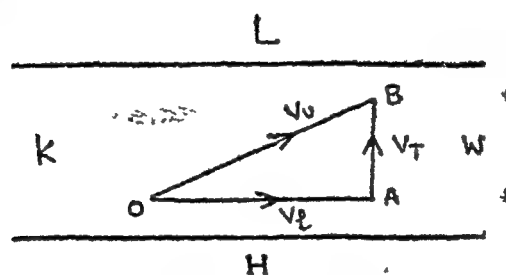
V_T की दिशा चित्र के अनुसार होगी, जिसमें K ताप हवा के वायी ओर पडता है।

$$\begin{aligned} \therefore \vec{V}_u &= \vec{V}_1 + \vec{V}_T \\ &= \vec{OB} \end{aligned}$$

इस प्रकार ऊँचाई के साथ हवा दक्षिणावर्त दिशा में घूमती जाती है। अतः यह निष्कर्ष निकाला जा सकता है कि जब गर्म हवा का अभिवहन होता हो, तो हवा ऊँचाई के साथ दक्षिणावर्त घूमती है। दक्षिणी गोलार्द्ध में इस अवस्था में घुमाव वामावर्त होता है।

(4) जब ठंडी हवा का अभिवहन होता हो, अर्थात् वायुप्रवाह समताप रेखाओं को काटते हुए K से W की ओर हो।

इस अवस्था में $\vec{V}_u (= \vec{OB})$ ऊँचाई के साथ वामावर्त दिशा में घूमती जाती



चित्र (6.16)

है। दूसरे शब्दों में, ठंडी हवा के अभिवहन में हवा ऊँचाई के साथ बैक (back) करती है। इस स्थिति में हवा दक्षिणी गोलार्द्ध में दक्षिणावर्त दिशा में घूमेगी।

6.53 दाब प्रणालियों का ऊँचाई के साथ परिवर्तन

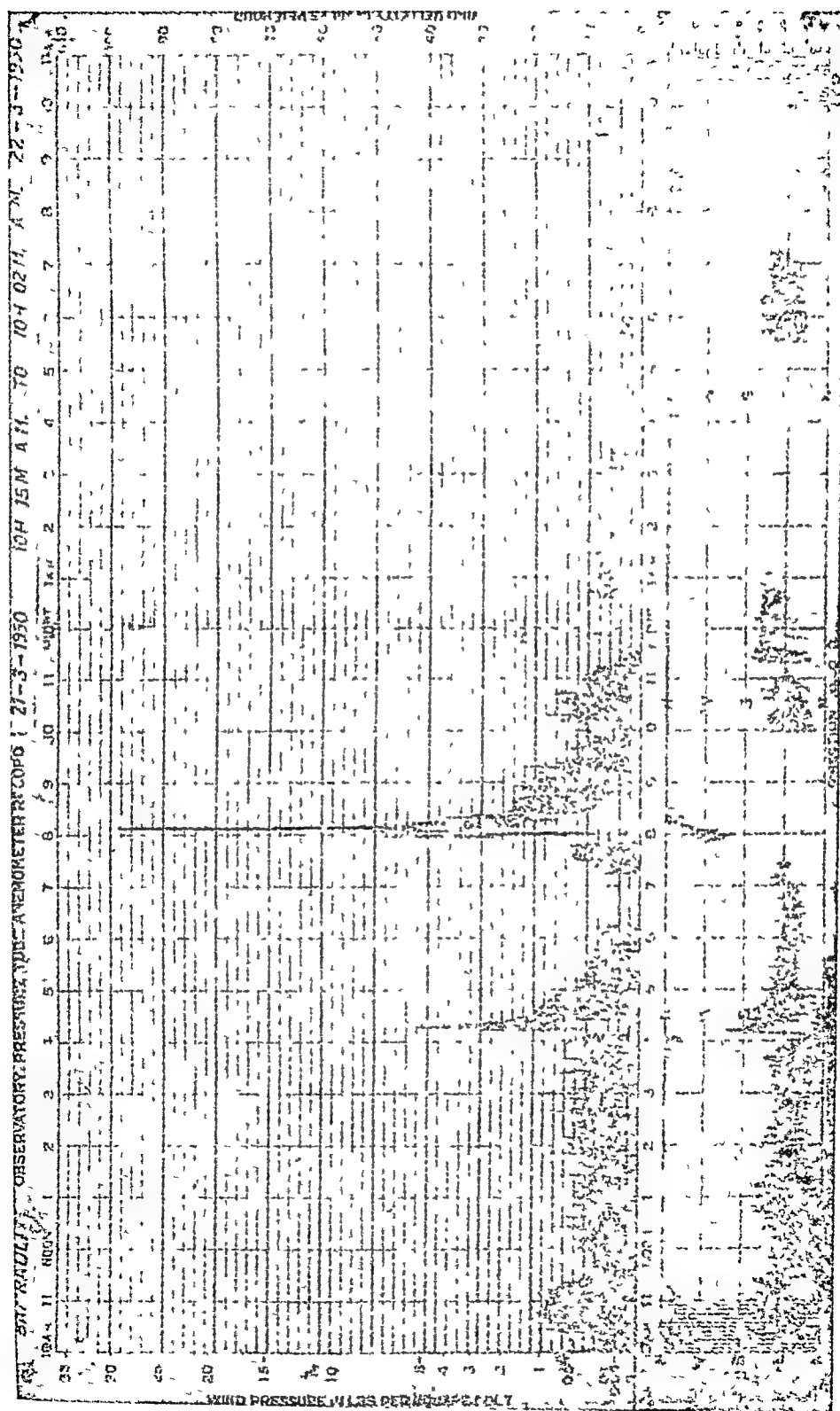
ताप हवाओं की उपर्युक्त प्रवृत्तियों के कारण, माध्य समुद्रतल की दाब प्रणालियाँ ऊँचाई के साथ परिवर्तित होती जाती हैं। इस विषय में कुछ सामान्य नियम इस प्रकार हैं

(1) शीत कोर का समुद्रतलीय निम्न दाब, ऊँचाई के साथ तीव्र होता जाता है। वायु-प्रवाह भी ऊँचाई के साथ तीव्र होता जाता है। दिशा में थोड़ा परिवर्तन हो सकता है।

(2) उष्ण कोर का समुद्र तलीय निम्न दाब ऊँचाई के साथ कमजोर होता जाता है। कुछ ऊपर जाकर यह उच्चदाब क्षेत्र का रूप धारण कर सकता है। वायु-गति ऊँचाई के साथ घटती है और उच्चदाब बन जाने के बाद में दिशा में उलटी हो जाती है।

(3) शीतकोर का समुद्रतलीय प्रतिचक्रवात, ऊँचाई के साथ कमजोर होता जाता है तथा उच्च तल पर निम्न दाब में रूपान्तरित हो सकता है। वायु-गति भी ऊँचाई के साथ घटती जाती है तथा प्रतिचक्रवात के रूपान्तरण के समय उलटी दिशा में हो जाती है।

(4) उष्ण कोर का समुद्रतलीय प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ तीव्रतर हो जाता है। वायु-प्रवाह भी थोड़ा दिशान्तरण के साथ तेज होता जाता है।



चित्र (6.17)

(5) ऊर्ध्वाधर तल में निम्नदाब का अक्ष शीत क्षेत्र की ओर तथा उच्चदाब का अक्ष उष्ण क्षेत्र की ओर झुक जाता है।

6.54 विक्षुब्ध प्रवाह (Turbulent flow)

एनीमोग्राफ (स्वतः अभिलेखी वायु मापी) द्वारा रिकार्ड किए गए दैनिक चार्ट से पता चलता है कि वायुगति तथा दिशा, दोनों के क्षणिक आवृत्ति काल के छोटे-छोटे असख्य उच्चावचो (fluctuations) से पूरा चार्ट भरा पड़ा है, चित्र (6.17)। अर्थात् वायु प्रवाह अपरिवर्ती (Steady) नहीं है। ऐसे प्रवाह को विक्षुब्ध प्रवाह कहते हैं।

एक मध्यमान रेखा AB, इस प्रकार खींची जा सकती है कि उसके ऊपर और नीचे आन्दोलनों का आयाम (Amplitude) बराबर हो। यह रेखा किसी निश्चित समय पर वायु गति का औसत मान दे सकती है।

मध्यमान रेखा से ऊपर का उच्चावचन, निर्वात (Gust) तथा नीचे का उच्चावचन, लल (Lull) कहलाता है। इन उच्चावचो का माप निर्वातीय-गुणक (coefficient of gustiness) कहलाता है जिसकी परिभाषा इस प्रकार दी जा सकती है :—

$$\text{निर्वातीय गुणक} = \frac{\text{उच्चावचन का परास (Range)}}{\text{औसत वायु गति}} \times 100$$

6.55 विक्षुब्ध प्रवाह जलीय तलों की अपेक्षा भूमितल पर अधिक पाया जाता है, जो ताप तथा घर्षण दोनों प्रभावों से उत्पन्न हो सकता है।

जब हवा रुक्ष घरातल, वृक्षों, इमारतों या अन्य रुकावटों से होकर गुजरती है, तो घर्षण विक्षोभ उत्पन्न होता है। इस प्रवाह में रुकावटों के समीप छोटे-छोटे भँवरे (Eddies) या बुलबुले स्वतः पैदा हो जाते हैं। जब वायुमण्डल स्थायी हो, तो विक्षोभ रुकावटों की ऊँचाइयों तक ही पाये जाते हैं और उसके ऊपर वायु प्रवाह समतल हो जाता है। किन्तु अस्थायी वायुमण्डल में विक्षोभ और अधिक ऊँचाई तक उठ जाता है। संक्षेप में घर्षण विक्षोभ की तीव्रता वायुमण्डलीय ह्रास पर, वायु गति तथा रुकावट की क्षमता पर निर्भर करती है।

भूमि तल के सौर ऊष्मा से अपेक्षाकृत अधिक गर्म हो जाने से, ताप-विक्षोभ उत्पन्न होते हैं, जो बहुधा भूमितल पर ऊर्ध्वाधर वायु गति उत्पन्न कर देते हैं। दोपहर के बाद जब वायुमण्डलीय ह्रास दर सर्वाधिक अतिप्रवण (Steep) होती है, ताप विक्षोभ काफी ऊँचाई तक पहुँच जाता है, अन्यथा इसका प्रभाव 100 मीटर की वायु तह के ऊपर साधारणतः नहीं पहुँच पाता है। ताप-विक्षोभों की तीव्रता, वायुमण्डलीय ह्रास दर तथा सतह के उष्मन पर निर्भर करती है।

6 56 अल्पकालिक भंभा या स्ट्रवाल (Squall)

कभी-कभी बहुत तेज हवा का भोका एकाएक उठता है और कुछ मिनट (साधारणतः 1 से 10 मिनट) के बाद एकाएक ही शान्त हो जाता है यह भोका साधारणतः तत्कालीन प्रचलित वायु दिशा से न आकर, किसी दूसरी दिशा से आता

है। इस प्रकार के भोके कभी-कभी अत्यधिक विकसित ताप विक्षोभ के कारण उत्पन्न हो जाते हैं। किन्तु साधारणतः ये वज्रपात (कपासी वर्षा) के बादलों में उत्पन्न होने वाली अवरोही वायु धाराओं के फलस्वरूप भूमि पर पहुँचते हैं। वर्षा के बीच-बीच आने वाली तेज झन्झावात, इसी प्रकार की धाराएँ हैं। इस परिस्थिति में एकाएक ठंडी हवा के तीव्र अभिवहन से तापमान गिर जाता है। इन भोंकों को स्ववाल या अल्पकालिक झन्झा कहते हैं।

स्ववाल और निर्वात का मुख्य अन्तर उनकी अवधि है। निर्वात में वायु-गति की वृद्धि केवल कुछ क्षणों की होती है, जबकि स्ववाल में अपेक्षाकृत अधिक तीव्र-हवा कुछ मिनटों तक स्थापित रहती है। भारत में स्ववाल के लिए जो शर्त निर्धारित की गई है, उसके अनुसार वायु-गति कम से कम द्यूफर्ट पैमाने की तीन अवस्थाएँ पार कर 22-27 नाटिकल मील/घण्टा या इससे अधिक पहुँच जानी चाहिए।

6.57 हवा का दैनिक चलन

उत्तरी गोलार्द्ध में धरातलीय और उच्च स्तरीय हवाओं का दैनिक चलन इस प्रकार है

दिन में सौर ऊष्मा के कारण भूमितल से कुछ ऊँचाई तक विक्षोभ मिश्रण पर्याप्त मात्रा में होता है, जिससे वायु-गति तीव्र होती है। समदाव रेखाओं से इसका विक्षेप अपेक्षाकृत कम होता है। अतः दिन की हवा भूव्यावर्ती दशाओं से अधिक निकट होती। रात्रि में हवाएँ धीमी और समदाव रेखाओं को अधिक कोण पर काटती रहती हैं। धरातलीय हवाएँ कुछ ऊँचाई तक दिन में दक्षिणावर्त-पवन तथा रात्रि में वामावर्त-पवन की प्रवृत्ति रखती हैं।

रात्रि के समय मिश्रण नहीं होने के कारण घर्षण का प्रभाव कम ऊँचाई तक सीमित रहता है। इससे थोड़ी ही ऊँचाई (200-300) मीटर के बाद हवा स्वतंत्र प्रवाह में आ जाती है, जो भूव्यावर्ती दशाओं के अधिक निकट होती है। दिन में मिश्रण के कारण घर्षण-तह काफी ऊँचाई तक उठ जाती है। अतः 300 मीटर से 1000 मीटर तक की हवा, जो रात्रि में भूव्यावर्ती होती है, दिन में घर्षण के कारण धीमी और सम दाव रेखाओं से विक्षेपित हो जाती है।

रात और दिन में हवा का यह परिवर्तन, सागरीय क्षेत्रों पर नगण्य होता है। भूमितल पर केवल मेघ रहित दिनों में दैनिक चलन स्पष्ट रूप से दृष्टिगोचर होता है।

6.58 हवाओं की ऋतु-विभिन्नता (Seasonal Variation)

तापमान और दाब में सर्दियों में गर्मियों और गर्मियों में सर्दियों में व्यापक परिवर्तन होता है, जिसके परिणामस्वरूप भूमितल और निम्न क्षोभ मण्डल की हवाओं में बहुत अधिक परिवर्तन होना स्वाभाविक है, क्योंकि वायु-प्रवाह दाब प्रवणता द्वारा ही मुख्य रूप से नियन्त्रित होता है।

घर्षण प्रभाव की नगण्यता के कारण मौसमी परिवर्तन सागरीय क्षेत्रों में अधिक स्पष्ट होता है। 20 उ से 40 उ अक्षांशों के महाद्वीपीय भागों में सर्दियों में

उच्चदाब तथा गर्मियों में गम्भीर निम्न दाब स्थापित रहता है। फलतः इन क्षेत्रों में भूमितल की हवाएँ गर्मियों और सर्दियों में लगभग विपरीत दिशाओं में बहती रहती हैं। भारतीय उपमहाद्वीप का ग्रीष्म और शीत मानसून-प्रवाह, मौसमी परिवर्तन का एक उत्कृष्ट उदाहरण है, जिसमें सागरीय क्षेत्रों में गर्मियों के 6 महीने दक्षिणी-पश्चिमी तथा सर्दियों के 6 महीने उत्तरी-पूर्वी मानसून धाराएँ चलती हैं।

विपुवत् रेखा के आसपास तापमान की ऋतु विभिन्नता कम होने से हवाओं का मौसमी चलन कम पाया जाता है।

6.60 भूमितल की कुछ स्थानीय हवाएँ

उत्तरी उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्र (0-30 उ) में उपउष्ण कटिबन्धीय उच्चदाब से, विपुवत् रेखीय निम्न दाब की ओर ताप प्रवणता स्थापित रहती है। फलतः उत्तर से दक्षिण की ओर हवा चलती है, जो पृथ्वी के घूर्णन के कारण, दायी और विक्षेपित होकर साधारणतः उत्तर पूर्व से बहती रहती है। इसे उत्तरी पूर्वी व्यापारिक हवा कहते हैं। इसी प्रकार, दक्षिणी उष्ण कटिबन्ध में दक्षिण से उत्तर की ओर बहती हवा घूर्णन के कारण, दायी ओर विक्षेपित होकर दक्षिणी-पूर्वी हो जाती है। यह दक्षिणी पूर्वी व्यापारिक हवा कहलाती है।

मध्य अक्षांशों में दाब प्रवणता, उपउष्ण कटिबन्धीय उच्चदाब से उपध्रुवीय निम्न दाब (60° उ. और द) की ओर होती है। फलतः इन क्षेत्रों में हवाएँ उत्तरी गोलार्द्ध में दक्षिण से उत्तर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उत्तर से दक्षिण की ओर बहेंगी। यह प्रवाह कोरियालिम बल के अन्तर्गत विक्षेपित (उत्तरी गोलार्द्ध में दायी और तथा दक्षिणी, में बायी ओर) होकर उत्तरी गोलार्द्ध में दक्षिणी-पश्चिमी तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में उत्तरी-पश्चिमी हो जाता है। इन हवाओं को मध्य अक्षांशीय पश्चिमी हवाएँ (mid latitude westerlies) कहते हैं।

इसमें ऊपरी अक्षांशों में दाब प्रवणता पुनः ध्रुवीय उच्चदाब से उपध्रुवीय निम्नदाबों की ओर पाई जाती है। इसके कारण उत्तरी ध्रुवीय क्षेत्रों में उत्तरी-पूर्वी तथा दक्षिणी ध्रुवीय क्षेत्रों में दक्षिणी-पूर्वी प्रवाह प्रचलित रहता है, जिन्हें ध्रुवीय पूर्वी हवाएँ (polar easterlies) कहते हैं।

भूमितल के प्राक्ष, समतलता तथा प्रकृति के कारण, जगह-जगह हवा का सामान्य प्रवाह परिवर्तित होकर स्थानीय हवाओं का रूप धारण करता है। सतह की प्रकृति में अन्तर होने के कारण (जैसे जल और थल), ताप ग्राह्यता की क्षमता स्थान-स्थान पर बदल सकती है, जिससे हवाएँ ऊष्मा द्वारा नियन्त्रित हो जाती हैं। इस प्रकार के कुछ प्रमुख स्थानीय प्रवाह निम्नांकित हैं -

- (1) आरोही तथा अवरोही हवा (Anabatic and Katabatic Wind)
- (2) पर्वतीय तथा सागर समीर (Mountain and Valley breeze)
- (3) थल समीर तथा सागर समीर (Land Breeze and sea Breeze)
- (4) फोहन हवा या चित्तूक (Fohn Wind)
- (5) लू (Loo)

6.61 आरोही तथा अवरोही हवा

अधिक ढाल वाली भूमि पर अथवा पहाड़ी क्षेत्रों में हवा का प्रवाह ढाल की सतह पर ऊपर या नीचे की ओर होता रहता है। ऊपर चढ़ने वाला प्रवाह, आरोही हवा तथा नीचे अवतरित होने वाला प्रवाह अवरोही हवा कहलाती है। इन प्रवाहों का मुख्य कारण ताप जनित है।

दिन में ढाल की सतह सौर उष्मा से पर्याप्त गर्म हो जाती है। इससे सतह के सम्पर्क की वायु, उसी स्तर की और वायु राशियों की अपेक्षा अधिक गर्म हो जाती है। फलस्वरूप हल्की होने के कारण, सम्पर्क वायु ढाल पर ऊपर बहने लगती है। साथ ही ढाल से कुछ ऊपर की स्वतन्त्र वायु में, अपेक्षाकृत ठंडी होने से अवतलन प्रवाह होता है। पहाड़ियों पर आरोही हवा दोपहर के बाद सर्वाधिक तीव्र होती है। पहाड़ी की चोटी छोड़ने के बाद इसमें तेजी से शीतलन होता है और यदि हवा में नमी अधिक हुई, तो कपासी प्रकार के मेघ बनने की सम्भावना रहती है।

रात्रि में ढाल पर अवरोही हवाएँ चलती हैं, क्योंकि इस समय ढाल की सतह भू-विकिरण के कारण आसपास के वायुमण्डल की अपेक्षा अधिक शीतल होती है। फलस्वरूप भारी होने के कारण, सतह के सम्पर्क की हवा नीचे उतरने लगती है। यदि ढाल हिमाच्छादित है, तो दिन में भी अवरोही हवाएँ प्राप्त होती हैं।

कम ढाल भूमि पर भी रात्रि में धीमी गति में अवरोही हवाएँ चलती हैं तथा निचले क्षेत्रों में ठंडी हवाएँ अभिवहन करती हैं। पहाड़ी ढालों में अवरोही हवाएँ काफी तेज बहती हैं। ये हवाएँ आर्द्रता की उपस्थिति में साधारणतः कुहरा तथा पाला उत्पन्न कर सकती हैं।

6.62 पर्वतीय और घाटी हवा

यदि कोई क्षेत्र चारों ओर ऊँचे पर्वतों से घिरी हुई घाटी हो, तो आरोही और अवरोही प्रभाव और तीव्र हो जाता है। दिन में चारों ओर से हवाएँ ढाल पर चढ़ती हैं। यदि वायुमण्डलीय दबाव दर अधिक हो और हवा नम हो, तो संचालनिक मेघ बनने की बहुत सुविधा रहती है।

पहाड़ी पर चलती हवाएँ घर्षण के कारण पचनाभिमुखी तथा अनुवर्ती, दोनों दिशाओं में भँवर उत्पन्न करती हैं। अनुवर्ती भाग की भँवरे विशेष प्रभावकारी होती हैं।

रात्रि में सँकरी घाटियों में अवरोही हवाएँ तेजी से ठंडी वायु तथा नमी अभिवहित करती हैं। इन घाटियों में सुबह तक इतना कुहरा या पाला आदि उत्पन्न हो जाता है कि जो बहुधा दिन में भी नहीं टूट पाता। यह स्थिति घाटी-क्षेत्रों में बहुत हानिकारक असर डालती है।

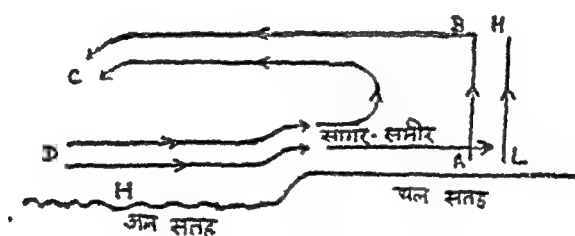
यदि घाटी पर्वत श्रृंखलाओं के बीच में खण्डित होने से बनी है और चारों ओर से नहीं घिरी है, तो खण्डित भाग से बहुत तेज हवाएँ घाटी में बहने को बाध्य होती हैं, जो साधारणतः एक ही दिशा से बहती रहती हैं।

साधारण तौर पर पर्वतीय और घाटी हवाओं की प्रकृति में विशेष अन्तर नहीं है। दोनों ही ढाल पर चलने वाले ताप जनित प्रवाह हैं।

6.63 थल और सागर समीर

तटीय क्षेत्रों में दिन के समय, विशेषतः दोपहर के बाद धरातलीय हवा सागर से थल की ओर बहती है। इसे सागर समीर कहते हैं। स्वभावतः सागर समीर प्रभावित क्षेत्र का तापमान कम तथा आर्द्रता अधिक कर देता है।

दिन में सौर उष्मा से थल का भाग (A) सागरीय क्षेत्र की अपेक्षा अधिक गर्म हो जाता है, जिससे वहाँ की हवा ऊपर उठ कर कुछ ऊँचाई (100-300 मीटर) (B) पर उच्च दाब तथा (A) पर निम्न दाब उत्पन्न कर देती है। (B) के स्तर पर सागरीय क्षेत्र में (C) का दाब स्थिर रहने से (B) की अपेक्षा कम रहता है। अतः भूमि से सागर की ओर दाब प्रवणता स्थापित हो जाती है, जिससे हवा (B) से (C) की ओर बहने लगती है। सागरीय सतह (D) पर दाब (A) की अपेक्षा स्वतः कुछ



चित्र (6.19)

अधिक हो जाता है, जिससे धरातलीय हवा (D) से (A) की ओर बहने लगती है। यही सागर समीर है।

सागर समीर का अभ्युदय सर्वप्रथम तट पर होता है, जहाँ से वह थल के आन्तरिक भागों की ओर जहाँ जहाँ बढ़ता है। साधारणतः तट से 20-25 किलोमीटर तक का क्षेत्र सागर समीर से प्रभावित होता है; किन्तु अनुकूल पर्वतीय परिस्थितियों के कारण या आन्तरिक भू-भाग पर स्थित के निम्न दाबों के आकर्षण से सागर समीर महाद्वीपों को और अधिक अन्दर तक प्रभावित कर सकता है। उदाहरणार्थ समुद्र ने लगभग 60 किलोमीटर दूर स्थित पूना और आसपास के क्षेत्रों में गर्मियों में, लगभग हर दिन 2 बजे के बाद सागर समीर पहुँचता है और वायुमण्डल में एकाएक शीतलता उत्पन्न कर देता है। सागर तट से 100 किमी से अधिक दूर स्थित कलकत्ता में लगभग साढ़े तीन बजे दोपहर के बाद सागर समीर प्रवेश करता है। न्यूरॉस्ट के बाद सागर समीर मन्द पड़ जाता है।

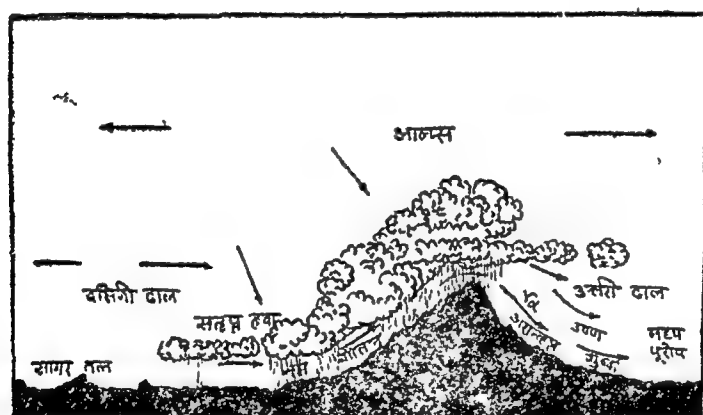
रात्रि में प्रवाह इसके ठीक विपरीत होता है। रात्रि-शीतलन के कारण भू भाग (A) पर सागरीय क्षेत्र (D) की अपेक्षा उच्च दाब स्थापित हो जाता है। फलतः थल से सागर की ओर गुष्क हवा बहने लगती है। इसे थल समीर कहते हैं। थल समीर सामान्यतः स्थिर वायुमण्डल में ही प्रचलित होता है।

सागर और थल समीर का उन्मुक्त प्रवाह, मेघ रहित दिन और रात्रि में ही संभव है क्योंकि इस प्रवाहों का मुख्य कारण थल और जल पर उष्मा के प्रभाव की भिन्नता है। मेघाच्छन्न दिनों में थल भाग, न तो दिन में सौर विकिरणों द्वारा पर्याप्त गर्म हो पाता है और न रात्रि में भू-विकिरणों के कारण पर्याप्त ठंडा।

6.64 फोहन हवा (Föhn Wind)

पर्वत के पवनाभिमुखी ढाल पर चढ़ती हुई हवा में रुद्धोष्म शीतलन होता है, जिससे कुछ ऊँचाई पर हवा सन्तृप्त होकर बादल बनाती है। सन्तृप्त हवा जब और ऊपर चढ़ती है, तो उसमें सन्तृप्त रुद्धोष्म ह्रास दर ($5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) से तापमान घटता है। ऊपर चढ़ते हुए, यदि कोई सघनन होता है, तो सघनित जल वर्षा के रूप में गिर जाता है।

जब यह हवा शिखर पर पहुँचने के बाद अनुवर्ती भाग की ओर उतरने लगती है, तो वह गर्म हो जाती है तथा तुरन्त असन्तृप्त हो उठती है, जिससे शुष्क रुद्धोष्म



चित्र (620)

ह्रास दर ($10^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) से हवा का तापमान बढ़ने लगता है। फलतः अनुवर्ती ढाल पर उतरने वाली हवा अधिक गर्म तथा शुष्क होती है।

इस प्रकार की हवा का उदाहरण आल्प्स पर्वत के उत्तरी ढाल पर बहने वाली गर्म हवा है। यह हवा मध्य यूरोप के ठंडे क्षेत्रों के लिए आनन्ददायक मौसम उत्पन्न करती है। इस हवा का स्थानीय नाम फोहन हवा है।

अमेरिका में राकी के अनुवर्ती भाग से ऐसी ही हवाएँ चलती हैं, जहाँ वे चिनुक के नाम से विख्यात हैं। भारत में इस प्रकार का उदाहरण, पश्चिमी घाट के अनुवर्ती भागों में बहने वाली हवाएँ हैं, जो गर्म और शुष्क होती हैं। पूना में इसी प्रकार की हवाएँ पहुँचती हैं। इसीलिए पूना के वायुमण्डल में बम्बई की अपेक्षा कम ऊँस पायी जाती है।

6 65 लू (Loo)

पूर्व मानसून काल (अप्रैल, मई, जून) में उत्तरी भारत में चलने वाली गर्म और अत्यधिक शुष्क पश्चिमी या उत्तरी-पश्चिमी हवा लू कहलाती है, जिसमें हवा की आर्द्रता 10% से भी कम तथा गति 20 किमी प्रति घंटा से साधारणतः अधिक होती है। इस प्रवाह का कारण सौर ऊष्मा के आविष्य से उत्पन्न तीव्र दाब प्रवणता है। तेज ताप के कारण भूमितल की हवा विशेषकर दोपहर के बाद अति शुष्क रुद्धोष्म अवस्था में आ जाती है। धूल उड़ाती हवाएँ उत्तरी भारत में साधारणतः ग्रीष्म ऋतु में दोपहर से कुछ पहले आरम्भ होकर सूर्यास्त तक बहती हैं, किन्तु कभी-कभी विशेष मौसम दशाओं के कारण रात्रि में भी लू का चलना जारी रहता है। धूप में भ्रमण करने वाले लोग कभी-कभी लू के प्रभाव में जलाभाव (Dehydration) रोग से आक्रान्त हो जाते हैं। उत्तरी भारत के सभी प्रान्तों में लू के कारण प्रति वर्ष कुछ लोग मृत्यु के शिकार होते हैं।

मानसून धाराओं के अभ्युदय होने से लू-प्रवाह, शनैः शनैः खत्म हो जाता है।

6.66 मध्य अक्षांशीय महाद्वीपीय क्षेत्रों की सर्दियों में उच्च दाब तथा गर्मियों में निम्न दाब जनित करने की प्रवृत्ति होने के कारण, भारतीय उपमहाद्वीप तथा दक्षिणी चीन में छ महीने तक परस्पर विपरीत दिशाओं की मौसमी हवाएँ प्रवाहित होती रहती हैं। इन मौसमी हवाओं को अरबी भाषा के शब्द मानसून द्वारा सम्बोधित किया जाता है, जिसका अर्थ 'मौसम' को व्यक्त करता है। उपर्युक्त क्षेत्रों में सर्दियों में मानसून उत्तर पूर्व से तथा गर्मियों में दक्षिण पश्चिम से बहता है। इन मानसून हवाओं का विस्तारपूर्वक वर्णन अध्याय 14 में किया गया है।

6.67 छोटे पैमाने पर ताप और दाब चलन तथा भूमितल के प्रारूप के कारण अनेक स्थानों की हवाएँ विशेष गुणों से युक्त हो उठती हैं तथा स्थानीय रूप से अपने प्रभाव के कारण इतनी महत्वपूर्ण हो जाती हैं कि इन्हें अलग नामों से जाना जाता है। इस प्रकार की कुछ हवाएँ निम्नांकित हैं :—

(1) ब्लिजर्ड

उत्तरी अमेरिका में सर्दियों में अवदावों के तत्काल बाद उदित होने वाली अतिशीत और तेज हवा स्थानीय रूप से ब्लिजर्ड के नाम से जानी जाती है। इस हवा के साथ तुपार के कारण भी प्रवाहित होते रहते हैं।

उत्तरी भारत में भी सर्दियों में पश्चिमी विक्षोभों के पीछे साधारणतः दो तीन दिनों तक शीत तरंग बहती है, पर इन्हें किसी स्थानीय नाम से नहीं जाना जाता।

एन्टाकटिक प्रदेशों में भी भूमितल पर इसी प्रकार की तुपार भरी ठंडी हवाएँ तीव्र गति से चलती हैं। यहाँ पर ब्लिजर्ड हवाएँ मतलब की अतिशीत वायु राशि हटाकर, कुछ हद तक तापमान बढ़ाने का काम करती हैं।

(2) बोरा

एड्रियाटिक सागर के उत्तर और उत्तर-पूर्व में स्थित पठार में सर्दियों में तेज अवरोही हवाएँ सागर के उत्तरी तट पर बहती हैं। इन हवाओं का तापमान बहुत कम होता है तथा अनुकूल परिस्थितियों में 100 से 150 किमी/घण्टा की गति पायी जाती है। कालासागर के उत्तरी-पूर्वी तट पर भी ऐसी हवाएँ चलती हैं। इन्हें स्थानीय रूप से बोरा के नाम से जाना जाता है।

(3) सीस्टन-हवा

ईरान के सीस्टन प्रान्त में गर्मियों की तीव्र तूफानी हवा जो उत्तर में लगभग 4 महीने तक बहती रहती है, सीस्टन हवा के नाम से जानी जाती है।

(4) शमाल

मेसोपोटामिया के मैदानी भागों में ग्रीष्म ऋतु में बहने वाली उत्तरी-पूर्वी उष्ण वायु प्रवाह, वहाँ शमाल के नाम से विख्यात है।

(5) सिमूम

अफ्रीका और अरब के रेगिस्तानों में गर्म और शुष्क रेत उड़ाती तूफानी आधियाँ अचानक उठा करती हैं। इनकी अवधि साधारणतः आधे घण्टे से कम होती है। बहुधा सिमूम हवाएँ बवंडर की भाँति चक्काती होती हैं। वसन्त तथा ग्रीष्म ऋतुओं में इस प्रकार की हवाएँ बहुत प्रचलित होती हैं।

(6) सिरोकको

मध्य अक्षांशीय वातावरण अवदाबों में बहने वाली उष्ण और दक्षिणी हवाएँ अफ्रीका के उत्तर तट तथा दक्षिणी यूरोप में सिरोकको के नाम से जानी जाती हैं। सहारा मरुस्थल में उत्पत्ति के कारण ये हवाएँ अफ्रीका के उत्तरी तट तक उष्ण तथा शुष्क होती हैं। भूमध्यसागर पार करने के बाद माल्टा, सिसली तथा इटली आदि में ये उष्ण किन्तु नम हवाओं के रूप में पहुँचती हैं।

(7) हर्मतन

सर्दियों के महीनों में पश्चिमी अफ्रीका में बहुत ही शुष्क हवा प्रचलित रहती है। वास्तव में सहारा की शुष्क हवा ठंडी होकर निम्न दाब (सागर क्षेत्र) की ओर प्रवाहित होती है। हर्मतन तटवर्ती क्षेत्रों के उष्ण और ऊँचा भरे वायुमण्डल से व्याकुल लोगों को राहत देती है और प्रायः स्वास्थ्य वृद्धि के समझी जाती है।

(8) गरजती चालीसा (रोरिंग फार्दीस)

दक्षिणी गोलार्द्ध में 40 अक्षांश के पूरे वृत्त के आसपास, कोई महाद्वीपीय भाग नहीं है। अतः वायु प्रवाह पर ध्वंसे का प्रभाव अपेक्षाकृत बहुत कम होता है, जिसके परिणामस्वरूप हवाएँ बहुत तेज गति से सागर सतह पर चलती हैं। ये हवाएँ पटुर्वा होती हैं और गर्जन के साथ ऊँची लहरें उठाती हैं। इन हवाओं को गरजती चालीसा के नाम से जाना जाता है।

इसके विपरीत 40° उत्तर के सागरीय क्षेत्रों में बहुत ही बीसी हवाएँ चलती हैं। वायुमण्डल अधिकतर शान्त और आकाश स्वच्छ रहता है। इन क्षेत्रों को अश्व,

अक्षांश (हार्स लैटिट्यूड) कहते हैं। यह नाम पड़ने का कारण यह है कि प्राचीन काल में पाल युक्त जहाजों द्वारा अमेरिका और वेस्ट इण्डीज को घोंटो का निर्यात इन क्षेत्रों से होता था और शान्त क्षेत्रों में जब जहाज फस जाते थे और नावों को पतवार हांग सेना पड़ता था तो अक्षांश घोंटो को भार और खाद्य सामग्री के अभाव के कारण समुद्र में फेंक दिया जाता था।

(9) डोलड्रम की शांत हवाएँ

विषुव रेखा के आसपास का क्षेत्र लगभग समदाब का क्षेत्र है, जहाँ दाब प्रवणता नगण्य होती है। अतः यहाँ वायुमण्डल सामान्यतः शांत होता है या बहुत धीमी हवाएँ बहती हैं, जिनकी दिशा बहुत तेजी से परिवर्तित होती रहती है। वायु-दिशा की अनिश्चितता के कारण ही इस क्षेत्र को डोलड्रम कहा जाता है।

डोलड्रम के ही किसी भाग में दोनों गोलार्द्धों की व्यापारी हवाएँ अभिसरित होती हैं, जिसे उष्णोष्ण वायु-धाराएँ उठकर मघ और वर्षा उत्पन्न करती हैं। इस क्षेत्र को अन्तर्दृष्ट कटिबंधीय अभिसरण क्षेत्र (Inter Tropical Convergence Zone या I. T. C. Z) कहते हैं। I. T. C. Z. के अतिरिक्त डोलड्रम में मौसम प्रायः साफ रहता है।

सूर्य के स्थानान्तरण के साथ डोलड्रम और I. T. C. Z ग्रीष्म गोलार्द्ध की ओर स्थानांतरित होते रहते हैं। किन्तु उत्तरी गोलार्द्ध में इनका स्थानान्तरण अपेक्षाकृत अधिक होता है। गत आसत रूप से डोलड्रम की स्थिति विषुव रेखा से थोड़ी उत्तर में होती है।

6 68 पर्वत तरंगे (Mountain Waves)

पर्वतीय भूमि-प्रदेशों में वायु-प्रवाह, समतल प्रदेशों की अपेक्षा अधिक विषुद्ध होता है। पर्वत शृंखलाएँ, सामान्य वायु प्रवाह पर अनेक प्रकार के प्रभाव डालती हैं। उपलब्ध आँकड़ों तथा मिद्धान्तों के आधार पर कुछ प्रभावों की जानकारी प्राप्त की जा सकी है। हिमालय तथा राकी जैसे बड़े पर्वत, छोटे वायु-भँवर से लेकर अनुवर्ती निम्न दाब तथा भूमण्डलीय पैमाने पर वायु-प्रवाह में विक्षोभ उत्पन्न किया करते हैं। इन्हीं विक्षोभों के परिणामस्वरूप वायुमण्डल की अभिकतम वृष्टिनाप, पर्वतीय क्षेत्रों में होती रही है।

पर्वतीय ढाल पर आरोह और अवरोह के परिणामस्वरूप, वायु-प्रवाह में तरंग बाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं; जिनका श्रैतिज तरंग दैर्घ्य 1 से 20 किमी तक आधारभूत पाया जाता है। ये तरंग अर्द्ध अग्रगामी गुरुत्व तरंगों (Quasi Stationary Gravity Waves) के रूप में होती हैं और पर्वत तरंगों कहलाती हैं।

धाराएँ अक्सर विशिष्ट गुणों से युक्त पर्वतीय मेघ उत्पन्न करती हैं, जिनकी विशेषताओं के आधार पर वायु-प्रवाह की प्रकृति का अध्ययन किया जा सकता है। वायु-प्रवाह तेज होने पर भी ये मेघ साधारणतः स्थिर रहते हैं और हवा इनके मध्य से होकर गुजर जाती है। पर्वतीय मेघ, शिखर के ऊपर या नीचे कहीं भी हो सकते हैं। इन मेघों के कुछ मुख्य प्रकार ये हैं —

(1) छत्रक मेघ (Cap cloud)

यह निम्न स्तर पर निलवित (hanging) मेघ है, जिसका आधार शिखर के समीप तथा ऊँचाई लगभग एक किलोमीटर होती है। मेघ का अधिकांश भाग पवनाभिमुखी दिशा में रहता है।

(2) रोटल या बलुल (roll) मेघ

अनुवर्ती भाग में कभी-कभी कपासी या स्तरी कपासी मेघों की कतार बलुलाकार रूप में विकसित होती है, जिसका आधार पर्वत शृंग के निकट तथा ऊँचाई कुछ किलोमीटर पायी जाती है। ये मेघ विशाल आयाम के अनुवर्ती तरंगों के परिणाम स्वरूप उत्पन्न होते हैं। मेघों के बीच से घनात्मक उर्ध्व वायु अपरूपण (Shear) गुजरता है, इसलिये उनका ऊपरी भाग घूमता सा प्रतीत होता है।

(3) समूराकार मेघ (Lenticular Cloud)

ये लेन्स के आकार के अप्रगामी या अर्द्ध अप्रगामी मेघ हैं, जो साधारणतः पवनाभिमुखी भाग में पर्वत के समानान्तर बँडों के रूप में उत्पन्न होते हैं। दो या तीन बँड बहुधा दिखाई देते हैं।

समूराकार मेघ विभिन्न ऊँचाइयों पर पाये जाते हैं तथा एक के ऊपर एक, कई तहें एक साथ भी देखी जाती हैं। निम्न स्तरों के पर्वतीय समूराकार मेघ स्तरी कपासी के रङ्ग दिखाई देते हैं किन्तु अधिक ऊँचाइयों पर इनका आकार काफी चिकना प्रतीत होता है। इनका रंग सफ़ेद के गलावा पीला, नारंगी या गहरा भूरा भी हो सकता है।

(4) मुक्ताभ मेघ (Nacreous or Mother of Pearl Cloud)

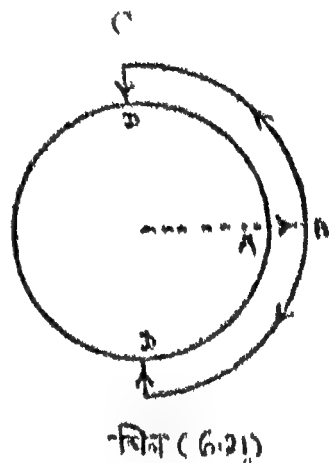
ये सबसे चमकीले पर्वतीय मेघ हैं, जो स्थिर मण्डल में सामान्यतः 20 से 30 किमी ऊँचाई पर उत्पन्न होते हैं। ऊँचाई के कारण सूर्यास्त के बाद भी ये प्रकाशमान रहते हैं। उत्तरी ध्रुव क्षेत्र में उच्च गक्षाशो के शीत काग्रीन अवदाओं के कारण, तीव्र पश्चिमी हवाएँ पहाड़ी भागों से गुजरती हुई लगभग 30 किमी ऊँचाई तक विक्षोभ पहुँचा पाती हैं। इन्हीं अवस्थाओं में मुक्ताभ मेघ दिखाई देता है। इसके बनने के लिए इतनी ऊँचाई (तापमान— -40°C के ग्राह्यता) पर जल या हिमकण का होना भी आवश्यक है। वैसे इन मेघों की भौतिक संरचना अभी तक अज्ञात है।

6.70 आदर्श सामान्य वायु-प्रवाह (Idealised General Circulation)

सूर्य की ऊष्मा और पृथ्वी के घूर्णन द्वारा वायुमण्डल का सामान्य प्रवाह उत्पन्न होता है। इन दोनों के संयुक्त प्रभाव को समझने के लिए, इनका अलग अलग विवेचन करना उचित है।

सर्व प्रथम, मान लीजिए पृथ्वी अपनी धुरी पर स्थिर है। इस अवस्था में केवल सौर विकिरणों की मात्रा के अंतरों पर भिन्नता के कारण वायु में प्रवाह उत्पन्न होगा। कैसे ?

विपुवत् रेखा के पृथ्वी तल (A) पर अधिक ऊष्मा के कारण वायु गर्म होकर ऊपर उठेगी, जिससे A पर अपसरण के कारण निम्नदाब क्षेत्र उत्पन्न हो जाएगा। उच्च वायुमण्डल के किसी क्षेत्र B पर यही हवा अभिसृत होकर उच्च दाब स्थापित करेगी। फलस्वरूप उच्च वायुमण्डल में विपुवत् रेखा से ध्रुवों की ओर प्रवाह आरम्भ हो जाएगा। ध्रुवीय क्षेत्र C पर शीतलन के कारण इस वायु का शीतलन स्वाभाविक है, जिससे ध्रुवीय तल D पर उच्च दाब बन जाता है। अतः सतह पर उच्च दाब D से निम्न दाब A की ओर, अर्थात् वायु में विपुवत् रेखा की ओर हवा बहेगी। इस प्रकार, वायु-प्रवाह का पथ कोणिका ABCDA द्वारा प्रदर्शित किया जा सकता है।



उपर्युक्त विवरण से यह स्पष्ट है कि निम्न दाब क्षेत्र में वायु ऊपर उठती है तथा उच्च दाब क्षेत्र पर उतरता अवलोकन होता है।

अब भूमण्डल पर दाब क्षेत्रों के दारुणिक बलन पर विचार कीजिए। विपुवत् रेखा पर निम्न दाब, 30° के अक्षांशों के आगेपार्श्व पर उच्च दक्षिणायन उच्च दाब, 60° अक्षांशों पर उपध्रुवीय निम्न दाब तथा ध्रुवों पर उच्चदाब के क्षेत्र स्थापित रूप में स्थित हैं।

अतः B में ध्रुवों की ओर बहने वाली हवा आगेपार्श्व दक्षिणायन उच्च दाबों (30° अक्षांश) पर अवरोधित हो जाती है। ध्रुवीय तल पर प्रवाह स्पष्टतः F से A की ओर होगा। इस प्रकार एक कोणिका ABFCA गृहीत हो जाती है।

इस प्रकार स्थिर भूमण्डल पर ताप-प्रवणता के कारण भूमि तथा उच्च स्तर पर आदर्श वायु प्रवाह, निम्नांकित तीन कोशिकाओं द्वारा व्यक्त किया जा सकता है। ये प्रवाह पूर्णतः रेखांशिक (Meridional) हैं।

(1) ABEFA

(II) GHEFG

(III) GHCDG

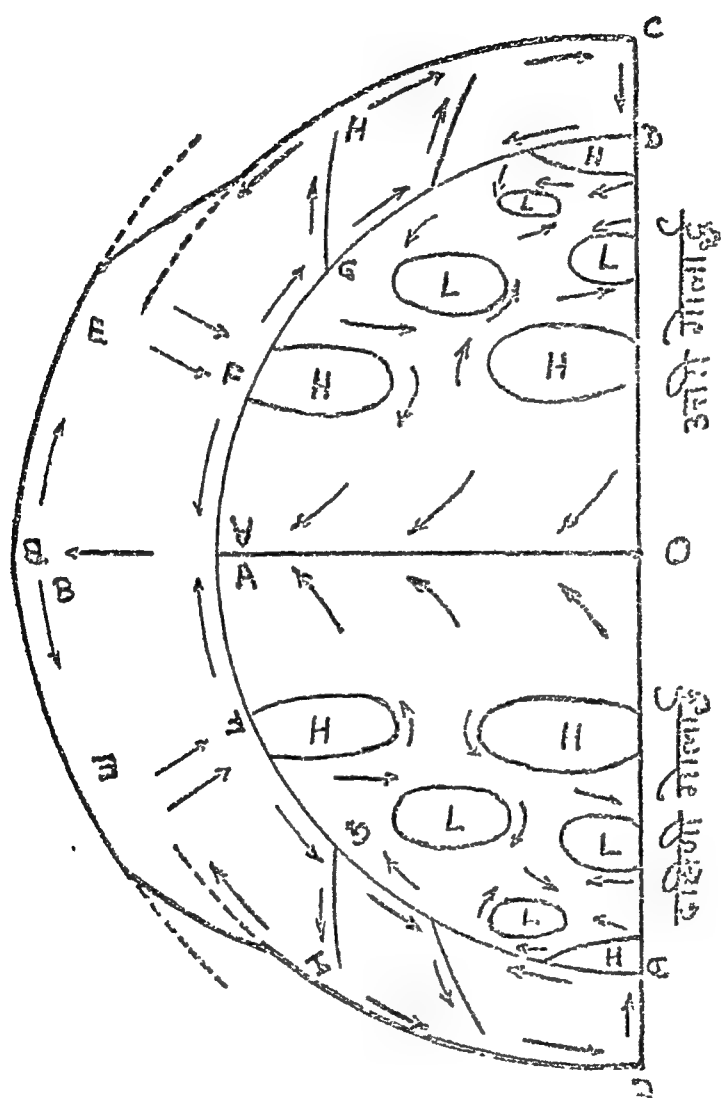
स्पष्ट है कि कोशिकाएँ (I) और (II) का प्रवाह एक ही दिशा में है तथा बीच की कोशिका (II) का प्रवाह इनके ठीक विपरीत होगा। इन्हें क्रमशः हैडली तथा विपरीत हैडली कोशिकाएँ भी कहा जाता है।

पृथ्वी के घूर्णन के कारण यह रेखांशिक प्रवाह विक्लेपित हो जाता है; उत्तरी गोलार्द्ध दायी ओर तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में बायी ओर। इस विक्लेप के कारण ही प्रवाह में मंडलीय (Zonal) अवयव विकसित होता है। शनैः शनैः भूमि तथा उच्च स्तर पर सम्पूर्ण प्रवाह मुख्यतः मंडलीय अर्थात् पूर्वी या पश्चिमी हो जाना चाहिए।

किन्तु पूर्णतः मंडलीय प्रवाह पृथ्वी के तापमान सन्तुलन को विधुब्ध कर देगा, क्योंकि रेखांशिक अवयव की अनुपस्थिति में विपुल रेखीय तापमान उच्च अक्षांशों की ओर नहीं ले जाया जा सकेगा। अतः यह आवश्यक है कि हर अक्षांशों में उत्तरी-दक्षिणी अवयव युक्त हवा बहे।

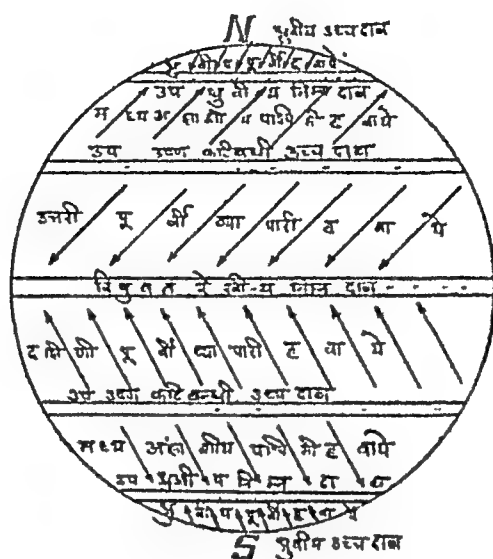
यह अवयव चक्रवाती तथा प्रतिचक्रवाती स्थायिवत् दाब प्रणालियों द्वारा विकसित होता है।

इन परिस्थितियों से उत्पन्न परिणामी सामान्य वायु प्रवाह चित्र (6 22) में दिखाया गया है।



चित्र (6.22)

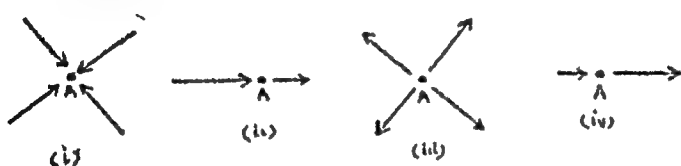
भूमि तल पर सामान्य प्रवाह का विवरण धारा 6.60 तथा चित्र (6.23) में स्पष्ट किया गया है।



चित्र (6.23)

6.80 अभिसरण और अपसरण (Convergence and Divergence)

क्षैतिज प्रवाह में किसी स्थान विशेष पर वायु का संचयन (Accumulation) हो सकता है। जैसे स्थान A पर कई दिशाओं से वायु केन्द्रित हो सकती है—चित्र (6.24) स्थिति (i), अथवा A पर पहुँचने वाली हवा की गति, A से



चित्र (6.24)

बाहर जाने वाली हवा की गति से अधिक हो सकती है, स्थिति (ii)। इन दशाओं में बिन्दु A पर अभिसरण हो रहा है।

किन्तु स्थितियाँ (iii) और (iv) इसके विपरीत हैं। यहाँ स्थान A से वायु-राशि अपसरित हो रही है। इस स्थिति को अपसरण कहते हैं।

हवा के क्षैतिज संचयन से उर्व्वधाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं, जिससे अतिरिक्त वायु-राशि ऊपर की ओर अभिवर्हित होने लगती है। अपसरण की स्थिति में वायु का अवतलन होता है और यही प्रवर्तलित वायु-राशि बाहर की ओर होने वाले क्षैतिज अपसरण को सन्तुलित करती है।

अभिसरण का वास्तविक उदाहरण मागर समीर द्वारा दिया जा सकता है। जब यह समीर थल भाग में प्रवेश करता है, तो घर्षण के कारण इसकी गति बहुत कम हो जाती है। फलतः तद के आसपास, हवा का अभिसरण स्वाभाविक है।

चक्रवाती प्रवाह में घर्षण के कारण हवाएँ समदाब रेखाओं को काटते हुए केन्द्र की ओर अभिसरित होती हैं। प्रति चक्रवाती प्रवाह में केन्द्र से बाहर की ओर हवाओं का अपसरण होता है।

6.81 क्षैतिज अपसरण का माप

X-अक्ष पर दो बिन्दु A और B लीजिए, जहाँ वायु-गति घनात्मक दिशाओं में क्रमशः u तथा $u + du$ है।

$$AB \text{ के मध्य बिन्दु } O \text{ पर अपसरण का } X\text{-अवयव} = \frac{du}{dx},$$

जहाँ $AB = dx$ ।

इसी प्रकार Y-अक्ष के बिन्दुओं C और D पर यदि घनात्मक दिशा की ओर वायु गति v और $v + dv$ हो, तो

$$\text{बिन्दु } O \text{ पर अपसरण का } Y\text{-अवयव} = \frac{dv}{dy},$$

जहाँ $CD = dy$ और O, CD का मध्य बिन्दु है।

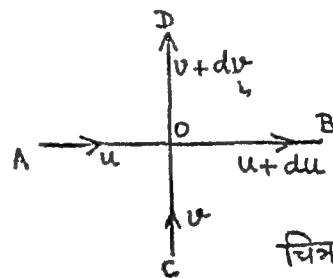
अतः बिन्दु O पर कुल क्षैतिज

अपसरण

$$D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy}$$

6.82 अभिसरण (C) अपसरण के ठीक उल्टा (reverse) होता है।

$$\therefore C = -D$$



चित्र (6.25)

6.83 अभिसरण (C) ऊर्ध्व दिशा में वायु वेग उत्पन्न कर देता है और उर्ध्वाधर अपसरण द्वारा मन्तुलित होता है।

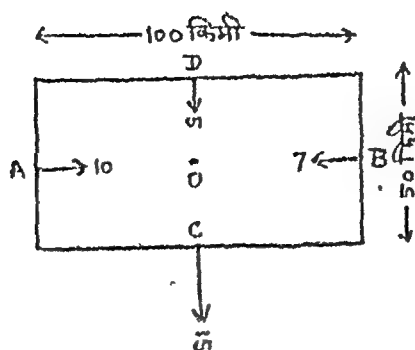
$$\therefore C = \text{उर्ध्वाधर अपसरण} = \frac{dw}{dz},$$

जहाँ w ऊपर की ओर उर्ध्वाधर वायु वेग है।

$$\therefore \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = -\frac{dw}{dz}$$

$$\text{या } \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0$$

6.84 उदाहरण—निम्नांकित चित्र से बिन्दु O पर क्षैतिज अपसरण की मात्रा ज्ञात कीजिए। वायु गति की इकाई किमी/घण्टा में दी गयी है।



चित्र (6.26)

हल— $du = B$ पर गति — A पर गति
 $= (-7) - (10) = -17$

और $dx = 100$ किमी।

$$\therefore \frac{du}{dx} = -\frac{17}{100} \text{ प्रति घण्टा}$$

$$= -\frac{17}{100 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= -4.7 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$dv = D$ पर वायुगति — C पर वायुगति
 $= (-5) - (-15) = 10$

और $dy = 50$

$$\therefore \frac{dv}{dy} = \frac{10}{50 \times 3600} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$= 5.6 \times 10^{-5} \text{ प्रति सेकण्ड}$$

$$\therefore D = \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} = 0.9 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

6.85 अमिलता (Vorticity)

व्यञ्जक $q = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$,

अमिलता कहलाती है। यह वह गुणक है, जो किसी स्थान पर वायु-प्रवाह की चक्रवाती प्रवृत्ति का माप बतलाती है। हवा पूर्णतः चक्रवाती न होने पर भी आंशिक रूप से घूर्णन-अवयव रख सकती है। q का धनात्मक मान चक्रवाती तथा ऋणात्मक मान प्रतिचक्रवाती घूर्णन की ओर संकेत करता है। उपर्युक्त उदाहरण में,

$$\frac{dv}{dx} = \frac{10}{100 \times 3600} = 2.8 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

$$\text{तथा } \frac{du}{dy} = \frac{17}{50 \times 3600} = -9.4 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

$$\therefore q = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} = 12.3 \times 10^{-5} / \text{सेकण्ड}$$

6.86 ऊर्ध्वाधर वायु गति (Vertical motion of air)

उपर्युक्त विवरणों से स्पष्ट है कि किस प्रकार अभिसरण आरोही प्रवाह तथा अपसरण अवतलन प्रवाह को जन्म देता है। यह किया पृथ्वी तल के अलावा ऊर्ध्व वायु-मण्डल के किसी भी स्तर पर संभव है।

वायुमण्डल में ऊर्ध्व प्रवाह छोटे तथा क्षणिक-विक्षोभों से लेकर कई दिनों तक स्थायी रहने वाले नियमित आरोही या अवतलन प्रवाह तक होता है। ये नियमित प्रवाह साधारणतः दाब प्रणालियों के अधीन हुआ करते हैं। निम्नदाब क्षेत्र आरोही तथा उच्चदाब क्षेत्र अवतलन प्रवाह से सम्बन्धित होते हैं।

ऊर्ध्व गति, क्षैतिज हवा की तुलना में बहुत धीरे होती है। अतः सामान्य प्रवाह पर विचार करते समय इसे नगण्य कर दिया जाता है। साधारणतः ऊर्ध्व गति कुछ सेन्टीमीटर प्रति सेकण्ड के क्रम की पायी जाती है किन्तु गभीर अवदाबों या चक्रवातों में आरोही प्रवाह कुछ मीटर प्रति सेकण्ड तक पहुँच जाता है, जो क्षैतिज वायु प्रवाह के ही क्रम का होता है।

आकिक मान में कम होते हुए भी ऊर्ध्व गति का महत्त्व इसलिए बहुत अधिक है कि इसी के कारण मौसमी घटनाएँ उत्पन्न होती हैं। आरोही गति के कारण ही वायुराशि का शीतलन तथा सघनन हो पाता है, जो बादल और फिर वर्षा में परिवर्तित होता है। अवतलन प्रवाह खड्डोष्म उत्पन्न के कारण बादलों को क्षीण करने तथा साफ मौसम उत्पन्न करने की प्रवृत्ति रखता है।

ऊर्ध्वाधर गति जनित करने के कारण निम्नांकित हैं—

(1) ताप-किरणों द्वारा वायुमण्डल का उत्थन या शीतलन

गर्म होने से आरोही धाराएँ तथा ठंडा होने तक अवतलन प्रवाह उत्पन्न हो जाता है।

(2) खड्डोष्म अवस्था में तापमान या आर्द्रता का अभिवहन

आर्द्र हवा, सूखी हवा से हल्की होती है। अतः वायुमण्डल में यदि आर्द्रता बढ़ाई जाए, तो वह स्वतः ऊपर उठने लगेगी और ऊर्ध्व-प्रवाह उत्पन्न हो जाएगा।

(3) अभिलता अभिवहन (Vorticity-advection)

अभिलता अभिवहन का तात्पर्य अभिसरण तथा अपसरण की वृद्धि से है। चक्रवाती प्रवाह में केन्द्र पर अभिसरण बढ़ने लगता है। फलस्वरूप आरोही प्रवाह

आरम्भ हो जाता है। इसके विपरीत प्रतिचक्रवाती प्रवाह में केन्द्र से हवा का अभिवहन बाहर की ओर होता है, जिसके परिणामस्वरूप केन्द्र पर अपसरण की वृद्धि हो जायगी, इसे मन्तुलित करने के लिए अवतलन प्रवाह स्थापित हो जाता है।

(4) घर्षण प्रभाव

पहले ही स्पष्ट किया जा चुका है कि भूमितल के घर्षण से विक्षुब्ध प्रवाह उत्पन्न हो जाता है। यह विक्षोभ सूक्ष्म पैमाने से लेकर पर्याप्त ऊँचाई तक नियमित ऊर्ध्व धारा तक हो सकता है। इसकी तीव्रता, स्कावट की प्रकृति तथा आकार पर निर्भर करती है।

(5) पर्वतीय ढाल

पर्वतीय ढाल पर चढ़ने वाली आरोही हवा भी ऊर्ध्वाधर प्रवाह का अवयव रखती है। पर्वत तरंगे नियमित ऊर्ध्वाधर गति उत्पन्न करने की क्षमता रखती है।

6 87 ऊर्ध्वाधर गति (w) की गणना करने की सबसे सरल विधि समीकरण

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = 0 \text{ है।}$$

इसके अनुसार,

$$\frac{dw}{dz} = - \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} \right) = -D \text{ (क्षैतिज अपसरण)}$$

$$\therefore dw = -D dz \quad (1)$$

इस समीकरण के दाये पक्ष को क्रम बद्ध रूप से (step wise) समाकलित करने से w का मान ज्ञात किया जा सकता है। किन्तु यह विधि केवल उन्हीं गतियों की गणना कर सकेगी, जो अभिसरण के कारण उत्पन्न हुई है।

6 88 तापमान अभिवहन से उत्पन्न w की गणना निम्नांकित सूत्र से ज्ञात की जा सकती है। यह सूत्र रुडोल्फ दशाओ में ऊष्मा गतिकी के प्रथम नियम द्वारा प्राप्त किया गया है।

$$w = \frac{\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}}{\gamma - \gamma_d}$$

जहाँ $\frac{\partial T}{\partial t}$ = तापमान परिवर्तन की स्थानीय दर,

$\frac{\partial T}{\partial x}$ और $\frac{\partial T}{\partial y}$ = क्रमशः X और Y-दिशाओं में तापमान परिवर्तन की दर,

u, v = क्रमशः X और Y-दिशाओं में हवा का अवयव

γ = वायुमण्डलीय ह्रास दर, और

$\gamma_d = D \text{ A.L. R.}$

6 89 वृहद् पैमाने पर ऊर्ध्वाधर गति की गणना करना एक दुर्लभ कार्य है, जिसमें उपर्युक्त सभी कारकों के गणितीय समीकरणों का समावेश करना पड़ता है। मौसम वैज्ञानिक उपर्युक्त समीकरण तैयार करने तथा आधुनिकतम कम्प्यूटर की सहायता से उसका हल निकालने में संलग्न है।

6 90 जेट-धाराएँ (Jet-Streams) 1531

जब द्वितीय महायुद्ध में अमेरिका के B-29 बम वर्षक के एक पायलट ने पहली बार जापान के ऊपर 6 से 9 किमी ऊँचाई के बीच 200 'नाट' की वायुगति रिपोर्ट की, तो मौसम विशेषज्ञों को इसका विश्वास करना कठिन हो गया। किन्तु अब प्रचुर मात्रा में उच्चतर वायु प्रेक्षणों के आधार पर यह स्पष्ट हो गया है कि उत्तरी गोलार्द्ध के 30-35 तथा 50 अंश अक्षांशों के लगभग पूरे वृत्त पर सकीर्ण बैंड में अत्यधिक तीव्र हवाएँ स्थायिक रूप से उच्चतर क्षोभ मण्डल में बहती रहती हैं।

उत्तरी गोलार्द्ध के उन अक्षांशों में, जहाँ उच्चतर वायुमण्डल में पड़भ्राँ हवाएँ प्रमुख रहती हैं, क्षोभ सीमा के कुछ नीचे तीव्र हवाएँ पश्चिम में पूर्व की ओर बहती हैं। कुछ अक्षांशों पर ये हवाएँ सकीर्ण नलिका की भाँति तंग धाराओं के रूप में, अपेक्षाकृत और तीव्र (60 नाट से अधिक) गति से बहती हैं। मौसम चार्ट पर इन धाराओं के बीच में एक ऐसा अर्द्ध क्षैतिज अक्ष खींचा जा सकता है, जिस पर धाराएँ केन्द्रित होती हुई मान ली जाएँ। इन्हें जेट-धाराएँ कहा जाता है। संकीर्णता के कारण ही इन धाराओं में ऊर्ध्व और पार्श्व वायु अवस्था (Shear) बहुत तीव्र होता है। शीत ऋतु में जेट धाराओं की तीव्रता तथा विस्तार, दोनों ही अधिक होते हैं।

साधारणतः जेट धाराएँ 200 मील/घंटा (11-12 किमी) ऊँचाई-स्तर पर पायी जाती हैं। ये धाराएँ सामान्य रूप से कुछ हजार किमी लम्बी, कुछ सौ किमी चौड़ी तथा कुछ किमी गहरी होती हैं। हवा का ऊर्ध्व अवस्था 5-10 मीटर/सैकण्ड प्रति किमी तथा पार्श्व अवस्था, 5 मीटर/सैकण्ड प्रति 100 किमी पाया गया है। जेट धाराओं में वायु की केन्द्रीय गति 100 नाट के क्रम की होती है, जो यदा-कदा 200 नाट तक भी पहुँच जाती है।

जेट धाराएँ प्रमुख रूप से ताप हवाओं के कारण ही जनित होती हैं और इनकी तीव्रता वायुमण्डल के तापमान विपर्यास (Temperature Contrast) के समानुपाती होती है। निम्न क्षोभ मण्डल में तापमान विधुवत् रेखा में ध्रुवों की ओर तीव्रता से घटता है T तापमान का अधिकतम विपर्यास 35 अंश उत्तरी अक्षांश के आस-पास पाया जाता है—जो तीव्रतम जेट धाराओं का क्षेत्र है। वाताग्र अवदावों में भी पर्याप्त ऊँचाई तक तीव्र तापमान विपर्यास जनित होता है। यही कारण है कि इस प्रकार के अवदावों के क्षेत्र, ध्रुवीय वाताग्र क्षेत्रों (50-60 उ) में भी जेट धाराएँ स्थायिक रूप में पायी जाती हैं।

6 91 प्रमुख विशेषताएँ

(1) कोर (core) के पास जेट धाराओं की गति 60 से 200 'नाट' तक पायी जाती है। 60 नाट की राशि एक स्वेच्छ मान है, जिसे जेट धाराओं की निम्नतम सीमा के लिए निर्धारित कर दिया है।

(2) जेट-अक्ष से हर ओर वायु-गति तेजी से घटती जाती है। ध्रुवों की ओर 100 नाट प्रति 160 किमी तथा विद्युत् रेखा की ओर 100 नोट प्रति 500 किमी की दर से गति का ह्रास होता है।

(3) जेट धाराएँ प्रायः तीव्र तापमान विपर्यास से सम्बन्धित होती हैं। यह विपर्यास प्रायः मध्य अक्षांशों में पट्टियों क्षेत्र के उन वातावरणों में पाया जाता है, जो लगभग पूरे अक्षांशीय वृत्त पर व्याप्त होते हैं।

(4) सामान्यतः जेट धाराएँ पश्चिम से पूर्व की ओर बहती हैं, किन्तु कहीं-कहीं धाराओं का आयाम पर्याप्त बढ जाने के कारण रेखांशिक (meridional) अवयव उत्पन्न हो जाता है।

(5) तीव्र वायु अवस्था के कारण कहीं-कहीं जेट धाराओं के नीचे पर्याप्त उच्छलन (Bumping) से युक्त विक्षुब्ध तरंगें पायी जाती हैं, जो विमानों के लिए गंभीरनाक स्थिति उत्पन्न कर सकती हैं। इस उच्छलन को स्वच्छ वायु विक्षोभ (Clear Air Turbulence या CAT) कहते हैं।

6 92 जेट धाराओं के प्रकार

जेट धाराओं के दो प्रमुख और स्थायित्व क्षेत्र हैं, जिनके आधार पर उन्हें निम्नांकित दो प्रकारों में बाँट दिया गया है। जेट धाराएँ मरिचो में अधिक तीव्र और संगठित होती हैं।

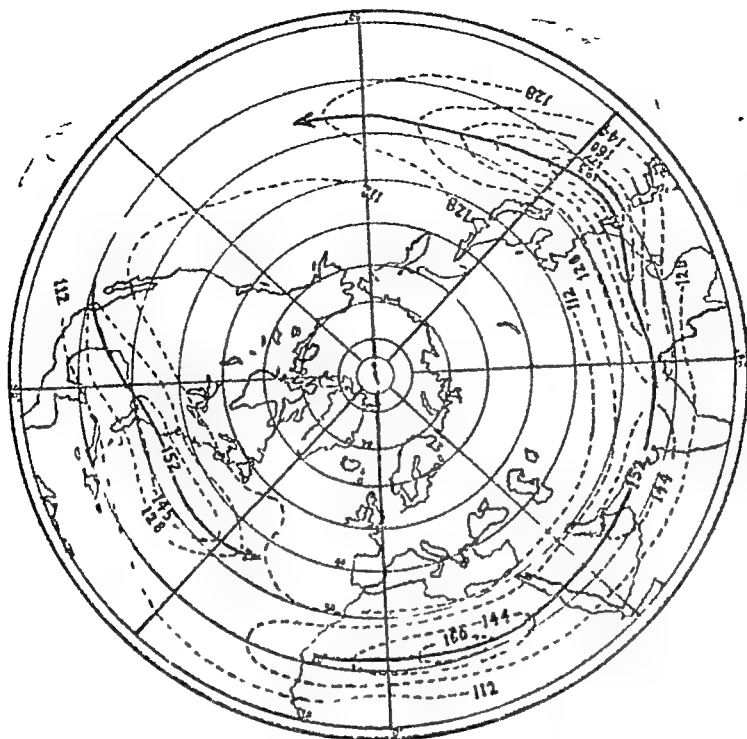
(1) ध्रुवीय सीमाग्र जेट धारा (Polar front jet stream)

ये जेट धाराएँ ध्रुवीय सीमाग्र क्षेत्रों (40 से 60 अंश अक्षांश) में बहती हैं, इनकी स्थिति और तीव्रता परिवर्तनशील रहती है। तीव्रता साधारणतः 125 से 150 नाट के क्रम की पायी जाती है। यदाकदा वायु गति 200 नाट तक भी पहुँच जाती है।

(2) उप उष्ण-कटिबंधीय जेट धारा (Sub-tropical jet stream)

दोनों ही गोलार्द्धों में 25 से 35 अक्षांश के बीच बहने वाली 200 मील/घंटा के आसपास 100 नाट के क्रम की तीव्र हवाएँ उप उष्ण कटिबंधीय जेट धाराएँ कहलाती हैं। मरिचो में ये तीव्रतर हो जाती हैं और निम्न अक्षांशों की ओर खिंच जाती हैं तथा 25 अक्षांश की मध्य स्थिति ग्रहण करती हैं। गर्मियों में जेट धाराएँ उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर 35° अक्षांश पर स्थापित हो जाती हैं।

इन जेट धाराओं की औसत भौगोलिक स्थिति जनवरी और जुलाई में क्रमशः 6.27 और 6.28 में प्रदर्शित की गयी है।



जेट धाराओं का भौगोलिक आवंटन—जनवरी
वायुगति की इकाई—किमी./घण्टा
चित्र (6 27)



चित्र (6 28)

6.93 भारत में जेट धाराएं

अक्टूबर से मई तक उप-उष्ण कटिबन्धीय जेट धारा उत्तरी भारत के क्षेत्रों से होकर गुजरती है। इसकी औसत स्थित लगभग $27-5^{\circ}$ उत्तरी अक्षांश में मानी जा सकती है। औसत वायुगति पूर्व मानसून काल (मार्च-मई) तथा उत्तर मानसून काल (अक्टूबर-नवम्बर) में कम रहती है, 60 नाट के लगभग; जो सर्दियों में बढ़ कर 100 नाट के आसपास पहुँच जाती है।

ग्रीष्म मानसून के अभ्युदय के साथ जेट धारा उच्च अक्षांशों की ओर स्थानान्तरित होकर भारतीय क्षेत्र के बाहर चली जाती है। ग्रीष्म मानसून समाप्त होने के तत्काल बाद ही पुनः स्थापित हो जाती है। फरवरी में इसकी स्थिति सबसे नीचे, अर्थात् 25° उ० अक्षांश तक आ जाती है जबकि भारत में जेट धारा तीव्रतम होती है।

मानसून काल में 15° उ अक्षांश के वृत्त के आसपास उत्तरी पूर्वी एशिया से अफ्रीका तक उच्चतर क्षोभ मण्डल में तीव्र पूर्वी हवाओं का अभ्युदय होता है, जो ऊँचाई के साथ बढ़ती जाती है। फलतः 13 से 15 किमी ऊँचाई पर इन अक्षांशों के आसपास पूर्वी जेट धाराएं उत्पन्न हो जाती हैं।

इसका कारण संभवतः यह है कि मई से जुलाई या सितम्बर तक सूर्य के स्थानान्तरण के कारण, निम्न क्षोभ मण्डल का सर्वाधिक उष्ण क्षेत्र विपुल रेखा पर न होकर, एशिया और अफ्रीका के उप-उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपीय भागों पर स्थापित हो जाता है। फलतः ताप जन्य हवाएँ उत्क्रमित (reversed) होकर पश्चिम से पूर्व की ओर बहने लगती हैं जिससे इन क्षेत्रों में पश्चिमी मानसून हवाएँ ऊँचाई के साथ घटने तथा पूर्वी हवाएँ ऊँचाई के साथ बढ़ने लगती हैं।

भारतीय प्रायद्वीप पर पूर्वी जेट धाराएँ अनुकूल परिस्थितियों में $19-20^{\circ}$ उ अक्षांश तक आ जाती हैं, जबकि उनके अक्ष की गति लगभग 100 नाट तक पहुँच जाती है। साधारणतः पूर्वी जेट धारा 60 नाट के क्रम की पायी जाती है।

दक्षिणी-पश्चिमी मानसून की तीव्रता तथा मानसून के अवदावों के प्रभाव में पूर्वी जेट अत्यधिक परिवर्तनशील रहती है और मानसून क्षीण होते ही समाप्त हो जाती है।

मौसम प्रेक्षण और यंत्र

(Weather Observations and Instruments)

7.10 मौसम प्रेक्षणों की आवश्यकता अनेक उद्देश्यों के लिए होती है। ये उद्देश्य सामान्यतः दो विभिन्न वर्गों में बांटे जा सकते हैं।

(1) समकालीन उद्देश्य—जिसमें प्रेक्षण, मौसम पूर्वानुमान और चेतावनियाँ तैयार करने के लिए प्रयुक्त होते हैं।

(2) जलवायु सम्बन्धी उद्देश्य—जिसमें प्रेक्षण, औसतीकरण द्वारा जलवायु निर्धारण तथा शोध कार्यों के लिए प्रयुक्त होते हैं।

समकालीन उद्देश्य से लिए गए प्रेक्षणों को सुरक्षित रखना अनिवार्य है क्योंकि बाद में ये जलवायु सम्बन्धी अनुप्रयोगों के काम आते हैं। इसके अतिरिक्त विशेष जलवायुविक अध्ययन, जैसे कृषि, औपधि विज्ञान, जल विज्ञान आदि के लिए आवश्यकतानुरूप विशेष मौसम प्रेक्षण भी लिए जाते हैं। इन उद्देश्यों की पूर्ति के लिए संसार भर में समकालीन और जलवायुविक वैधशालाओं (आब्जरवेटरीज) का जाल बिछा हुआ है।

वस्तुतः समकालीन और जलवायुविक उद्देश्यों से लिए गए प्रेक्षणों की क्रिया विधि में कोई आधार-भूत अन्तर नहीं है। समकालीन उद्देश्य के लिए कुछ निर्धारित मौसम तत्वों के प्रेक्षणों की बहुलता से आवश्यकता होती है, जिन्हें मौसम केन्द्रों तक अति शीघ्र पहुँचाने के लिए तीव्र संचार व्यवस्था अनिवार्य है।

7.11 वैधशालाओं का जाल (Net work of Observatory)

मौसम उत्पन्न करने वाली दाब प्रणालियाँ राष्ट्रों की राजनैतिक सीमाओं की मुहताज नहीं होती। ये प्रणालियाँ अपने उद्गम से दूर अनेक देशों में पहुँचकर मौसम उत्पन्न किया करती हैं। इनकी स्थिति एवं गति की सही जानकारी के लिए यह आवश्यक है कि भूतल पर वैधशालाओं का व्यवस्थित जाल बिछा हो। इसके लिए अन्तराष्ट्रीय सहयोग अनिवार्य है।

संसार के लगभग सभी देश विश्व-मौसम वैज्ञानिक संगठन (World Meteorological Organisation) के सहयोजन में काफी सीमा तक वेधशालाओं का जाल बिछा चुके हैं। दुर्गम क्षेत्रों में यह संगठन वेधशालाओं की स्थापना का कार्यभार स्वयं संभालता है। यही संगठन विश्व भर में प्रेक्षकों और प्रेक्षक-समर्थों का मानकीकरण करता है, ताकि समन्वय की दृष्टि से प्रेक्षण सर्वत्र तुलनात्मक हो सके। 00 जी० एम० टी० (0530 भारतीय मानक समय) से आरम्भ होकर हर तीन घंटे बाद की घड़ी प्रेक्षण लेने के लिए नियत की गई है, जो समकालीन घड़ी (Synoptic Hour) कहलाती है। इन 8 समकालीन घड़ियों में 00, 06, 12 और 18 जी० एम० टी० का समय मुख्य समकालीन घड़ी कहलाता है। भारत में सरकारी मौसम सेवा सन 1875 में आरम्भ हुई थी। तब से वेधशालाओं के जाल में निरन्तर वृद्धि होती गई। इस समय पूरे देश में वारतलीय प्रेक्षण (Surface observation) के लिए लगभग 500 वेधशालाएँ तथा उच्चतर वायुमंडलीय प्रेक्षण के लिए लगभग 60 पायलट बैलन केन्द्र एवं 19 रेडियो सॉदे केन्द्र हैं।

इनके अतिरिक्त राज्य और केन्द्र सरकारों के अधीन हजारों वर्षा मापी केन्द्र हैं, जो केवल वर्षा के प्रेक्षण लेते हैं।

7.12 एक पूर्ण समकालीन वेधशाला, समकालीन घड़ियों में निम्नांकित प्रेक्षण रिकार्ड करती है।

पवन की दिशा और चाल

जिस दिशा से हवा आ रही हो वह पवन की दिशा मानी जाती है और यह दिशा पवन दर्शक (Wind-vane) द्वारा नापी जाती है। हवा की गति पवन वेग मापी (एनीमोमीटर) या एनीमोग्राफ द्वारा ज्ञात की जाती है। मौसम विज्ञान में पवन गति की इकाई साधारणतः 'नाट' (Knot) ली जाती है। एक 'नाट' लगभग 2 किमी प्रति घण्टा के बराबर होता है।

वायुदाब

यह वायुदाब मापी द्वारा मिलीवार की इकाइयों में व्यक्त किया जाता है। दाब के सतत और स्वचालित माप के लिए बैरोग्राफ प्रयुक्त किया जाता है।

तापमान और आर्द्रता

भूमि से लगभग 4 फुट ऊपर की हवा का तापमान और आर्द्रता स्टोबेन्सन स्क्रीन में रखे गए तापमापियों से नापे जाते हैं। इसके तापमान का माप साधारणतः सेन्टीग्रेड (सेल्सियस) में लिया जाता है। तापमान और आर्द्रता के सतत तथा स्वचालित प्रेक्षणों के लिए क्रमशः थर्मोग्राफ और हाइग्रोग्राफ नामक उपकरण प्रयोग में लाये जाते हैं।

वर्षा

साधारण वर्षा मापी और स्वालेखी (self recording) वर्षा मापी द्वारा मिलीमीटर की इकाई में वर्षा का माप लिया जाता है।

उपर्युक्त यन्त्रों के अतिरिक्त बिना उपकरण के आकलन (estimation) द्वारा कुछ प्रेक्षण लिए जाते हैं, जैसे दृश्यता, मेघाच्छन्नता की मात्रा और प्रकार तथा वर्तमान और पिछली मौसम अवस्था। इनका विवरण अनुच्छेद 7.20 में दिया गया है।

7.20 दृश्यता

यह वह क्षैतिज दूरी है जहाँ तक प्रेक्षण के समय वस्तुएँ स्पष्ट देखी और पहचानी जा सकें। इसका अनुमान मीटर या किलोमीटर की इकाइयों में लगाया जाता है। आकलन की सहायता के लिये निश्चित दूरियों पर पूर्व निर्धारित भू-चिह्नों, जैसे मीनार, पहाड़ियाँ या विशिष्ट इमारतों को देखा जाता है। भू-चिह्नों के चयन में यह सावधानी रखनी चाहिये कि वे वातावरण के पार्श्व में स्पष्ट पहचाने जा सकें। चिह्न हर दिशाओं में होने चाहिये। दृश्यता का भान बहुत कुछ मौसम अवस्थाओं पर निर्भर करता है : गहरे कुहरे में दृश्यता 50 मीटर से भी नीचे गिर जाती है। मृदु कुहरे में भी दृश्यता 1 किमी से कम हो जाती है। कुहासे में दृश्यता 1 से 2 तथा हेजे में 2 से 4 किमी के बीच रहती है। भारी वर्षा में भी दृश्यता सामान्यतः 4 कि. मी. से घट जाती है। हल्की वर्षा का दृश्यता पर प्रायः कोई प्रभाव नहीं पड़ता।

रात्रि में दृश्यता का आकलन अपेक्षाकृत क्लिष्ट है और केवल उन्हीं वेध-शालाओं में इसका प्रेक्षण लिया जा सकता है जहाँ ज्ञात केंडिल पावर के प्रकाश स्तम्भों का भू-चिह्नों के स्थान पर व्यवस्था हो। दृश्यता की यांत्रिक माप के लिये कुछ उपकरण भी अब तैयार कर दिये गये हैं जैसे दृश्यतामापी, स्कोपोग्राफ और ट्रान्समिसिमीटर।

7.21 मेघ प्रेक्षण

सम्पूर्ण मेघ प्रेक्षण 4 भागों में विभक्त है :

- (1) मेघ की मात्रा का आकलन
- (2) मेघ प्रकार की पहचान
- (3) मेघ के आधार तल की ऊँचाई का आकलन या यांत्रिक माप
- (4) मेघ की गति और दिशा की माप

साधारणतः समकालीन प्रेक्षणों में पहले तीन भाग ही सम्मिलित करते हैं।

मेघाच्छन्नता की मात्रा अष्टमांशों (Okta) में नापी जाती है। पूरे दृश्य आकाश का आठवाँ हिस्सा एक अष्टमांश कहलाता है। यदि आधा आकाश मेघाच्छन्न है तो मेघ की मात्रा चार अष्टमांश होगी और यदि आकाश पूर्णतः मेघाच्छन्न है तो मेघ की मात्रा आठ अष्टमांश होगी। यह माप प्रेक्षक के चाक्षुष आकलन (Visual estimation) पर निर्भर करता है।

प्रेक्षण में मेघ प्रकार की पहचान भी अंकित करनी पड़ती है। अध्याय 5 में विभिन्न मेघ प्रकारों की विणिष्टताएँ संक्षिप्त रूप में बतलाई गई हैं। प्रायः

आकाश में एक साथ एक से अधिक प्रकार के मेघ, तह-दर-तह छाये रहते हैं। इनकी पहचान प्रेक्षकों को अपनी बुद्धिमत्ता और अनुभव के आधार पर ही करनी पड़ती है।

पक्षाभ, कपासी तथा स्तरी रूप के मेघों (जिनका विवरण अध्याय 5 में किया जा चुका है) के अलावा भी अनेक प्रकार के मेघों का वर्णन मेघ-एटलस में किया गया है, जो कुछ विशेषताओं के कारण मुख्य प्रकारों से अलग किए गए हैं। इन मेघों के लैटिन नाम दिए गए हैं। उन सबका विवरण प्रस्तुत पुस्तक के क्षेत्र से बाहर है। इनमें से कुछ मुख्य मेघ ये हैं।

(1) पर्वतीय या लेन्टीकुलर मेघ—इनका विवरण अध्याय 6 में दिया जा चुका है। ये Cc, Ac तथा Sc प्रकार के तीक्ष्ण किनारों वाले मेघ हैं, जो प्रायः लेन्स के अनुप्रस्थ काट की भांति दिखाई देते हैं।

(2) कैस्टेलेटस—ये मेघ प्रायः गर्मियों में द्रष्टृगोचर होते हैं तथा कंगूरी या क्लेनैटेड जैसी आकृति रखते हैं।

(3) मेम्बेटस—कभी-कभी कोई मेघ-तह कहीं से फूल कर पाउच या स्तन की तरह दिखाई देने लगती है। इसे मेम्बेटस-मेघ कहते हैं।

7 22 मेघ के आधार तल की ऊँचाई मापने या आकलित करने की अनेक विधियाँ हैं जिनमें कुछ निम्नांकित हैं :

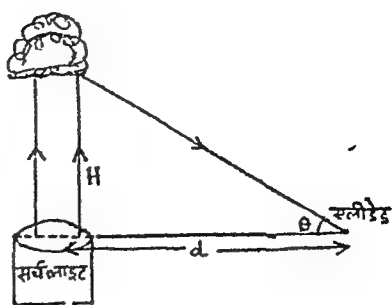
(1) सीलिंग-बेलून—यह दिन में निचले मेघ के आधार तल की ऊँचाई (H) ज्ञात करने की मानक विधि है। हाइड्रोजन भरा एक छोटा रबर का गुब्बारा छोड़ा जाता है तथा मेघ में गुब्बारे के विलीन होने का समय (T), विराम घड़ी से नोट कर लिया जाता है। हाइड्रोजन की मात्रा के आधार पर गुब्बारे की आरोहण गति (V) (पूर्व निर्धारित होती है। स्पष्टतः $H = VT$.)

भारतीय वेधशालाओं में सामान्यतः 15 ग्राम के गुब्बारे प्रयुक्त किए जाते हैं, जिनमें V का मान लगभग 10 किमी/घण्टा के बराबर होता है।

यह विधि निम्न मेघों के लिए बहुत उपयोगी है। ऊँचे मेघों के लिए इसका उपयोग इसलिए उचित नहीं है कि उच्चस्तरीय हवाएँ गुब्बारे को ऊर्ध्वाधर मार्ग से बहुत विक्षेपित कर सकती हैं।

गुब्बारे के साथ लालटेन या मोमबत्ती संलग्न करके यह विधि रात्रि में भी प्रयुक्त हो सकती है। इस स्थिति में गुब्बारे की आरोहण दर ज्ञात करने में लालटेन का भार भी सम्मिलित करना होगा।

(2) सर्चलाइट और एलीडेड—सर्चलाइट से मेघ के आधार-तल पर प्रकाश पुंज उर्ध्वाधर दिशा में फेंकते हैं और सर्चलाइट से ज्ञात दूरी (d) पर रखे गए एक यंत्र द्वारा प्रकाशित मेघ तल का उन्नताश (θ) पढ़ लेते हैं। इस यंत्र का नाम एलीडेड है। सर्चलाइट और एलीडेड साधारणतः एक ही तल पर लगभग 300 मीटर की दूरी पर रखे जाते हैं।

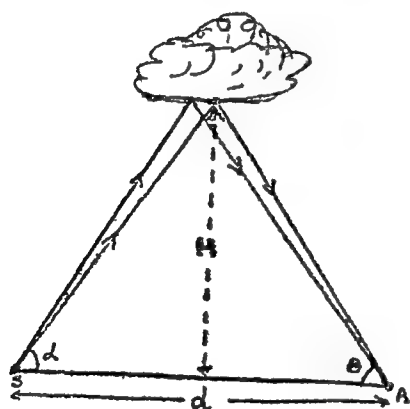


चित्र (7.1)

आधार की ऊँचाई, $H = d \tan \theta$

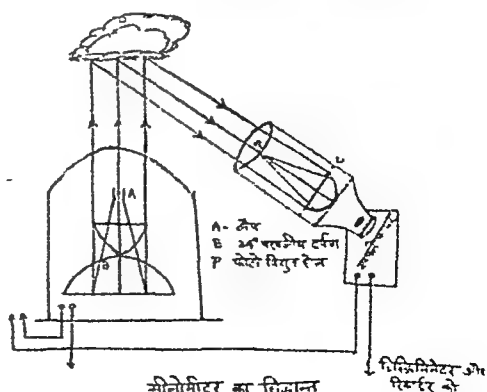
यदि बादल सिर के ठीक ऊपर नहीं है, तो प्रकाश पुंज किसी कोण α पर प्रक्षेपित करना पड़ेगा। इस स्थिति में जैसा कि चित्र (7.2) से स्पष्ट है,

$$H = \frac{d}{\cot \alpha + \cot \theta}$$



चित्र (7.2)

(3) सीलोमीटर (Ceilometer)—यह यंत्र और इसकी क्रियाविधि चित्र चित्र (7.3) द्वारा समझाई गई है। एक माड्युलित (modulated) प्रकाश पुंज मेघ तल पर प्रक्षेपित किया जाता है और प्रकाशित तल का उन्नताश सीलोमीटर के रिसीवर द्वारा ज्ञात किया जाता है। रिसीवर सयंत्र एक प्रकाश विद्युत दूरबीन (Photo electric tele-scope) होता है, जो केवल माड्युलित प्रकाश के लिए ही संवेदनशील होता है, अन्य किसी प्रकाश के लिए नहीं।



चित्र (7.3)

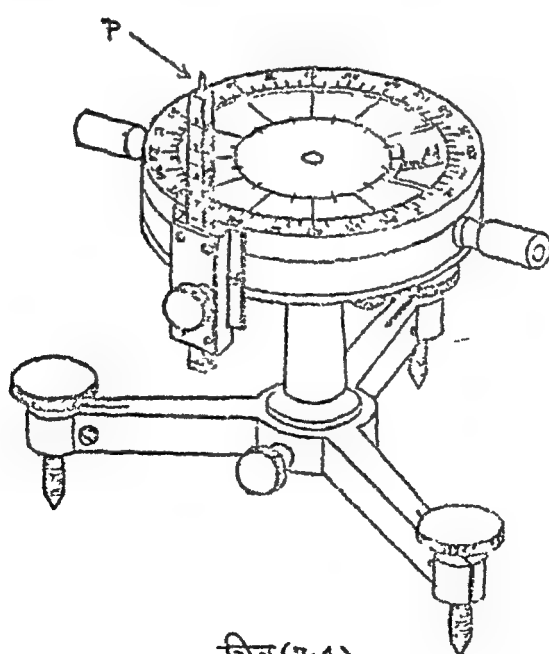
7.23 उपर्युक्त विधियों के बावजूद भी मेघ तल की ऊँचाई प्रायः आकलित करने की आवश्यकता पड़ती है। प्रवर्तीय अचलो में, जहाँ पर्वतों पर मेघ जनित होते हैं, मेघ तल की ऊँचाई शिखरों की तुलना द्वारा पर्याप्त यथार्थता से ज्ञात की जा सकती है। मैदानी भागों पर, विशेषकर रात्रि में, यह आकलन केवल प्रेक्षक के अनुभव और विभिन्न मेघ प्रकारों की मानक ऊँचाइयों के आकड़ों के आधार पर किया जाता है।

7.24 नेफोस्कोप प्रेक्षण

नेफोस्कोप वह यंत्र है जो मेघ-गति की दिशा तथा कोणिक वेग (W) नापता है। यदि मेघ की ऊँचाई H हो, तो मेघ की गति (V) सूत्र, $V = HW$ द्वारा सरलता से ज्ञात की जा सकती है।

नेफोस्कोप दो प्रकार के होते हैं—(1) परावर्तन नेफोस्कोप जैसे फाइनमैन दर्पण नेफोस्कोप (2) डाइरेक्ट विजन नेफोस्कोप जैसे बैसन कोस्व नेफोस्कोप।

यहाँ केवल फाइनमैन दर्पण नेफोस्कोप का वर्णन किया जा रहा है। इसमें एक गोलाकार अंकित काले का दर्पण होता है, जो क्षैतिज कारी पंचों से युक्त एक ट्राईपोड स्टैंड पर स्थित कर दिया जाता है।



चित्र (7.4)

दर्पण एक पीतल के फ्रेम में बन्द कर दिया जाता है जिस पर अशो का पैमाना अंकित होता है। फ्रेम में एक उर्ध्वाधर सूचक (P) लगा होता है, जिसे ऊपर-नीचे गिराने की पैच-व्यवस्था होती है। सूचक पर एक मिलीमीटर पैमाना भी लगा होता है, जिससे सूचक के शिखर की दर्पण-तल से ऊँचाई ज्ञात की जा सके।

दर्पण पर 25 मिमी त्रिज्यान्तर के दो ममकेन्द्रक वृत्त अंकित किए जाते हैं। व्यवस्था इस प्रकार की जाती है कि बड़ा वृत्त फ्रेम के किनारे से भी 25 मिमी का त्रिज्यान्तर रखे। अभिविन्यास (orientation) के लिए दर्पण के नीचे एक कम्पास सुई (N) इस प्रकार स्थित की जाती है कि उसका अग्रभाग काले शीशे में कटी एक छोटी सी खिड़की के द्वारा देखा जा सके।

प्रेक्षण के लिए नेफोस्कोप किमी समतल पर रखकर दर्पण को स्पिरिट लेविल की सहायता से समतल कर लिया जाना है। अब यत्र इस प्रकार समायोजित किया जाता है कि 180 अंश का निशान ठीक उत्तर की ओर पड़े।

एक उपयुक्त मेघ-राशि इस प्रकार चुनली जाती है कि उसका विम्ब दर्पण के केन्द्र पर पड़े। अब प्रेक्षक सूचक को घुमाकर उसकी लम्बाई इस तरह समायोजित करता है कि उसके नोक का परावर्तित विम्ब भी केन्द्र पर पड़े। प्रेक्षक अपना सिर इस प्रकार हिलाता है कि मेघ राशि और सूचक का विम्ब सलग्न रहे।

अंकित शीशे का वह बिन्दु, जहाँ मेघ राशि शीशे से बाहर चली जाती है, नोट कर लिया जाता है। यह मेघ-गति की दिशा बतलाती है। केन्द्र से भीतरी वृत्त की परिधि तक मेघ-राशि के पहुँचने का समय भी नोट कर लिया जाता है।

मान लीजिए, वृत्त की त्रिज्या a ($= 25$ मिमी) तथा सूचक के नोक की ऊँचाई h मिमी है। यदि A से B तक मेघ राशि (t) समय में पहुँची है, तो

$$\frac{AB}{a} = \frac{H}{h}$$

$$\therefore AB = \frac{aH}{h}$$

जहाँ, H मेघ की ऊँचाई है।

$$\text{मेघ की गति, } v = \frac{aH}{ht}$$

7.26 वर्तमान और पिछला मौसम

इस शीर्षक के अन्तर्गत मौसम घटनाओं, जैसे वर्षा, फुहार, ओला, तुषार, कुहरा, कुहासा, भस्मा-तडित, आधिया, स्ववाल आदि का उल्लेख किया जाता है। यह उल्लेख सांख्यिक कोड के रूप में होता है। वर्तमान मौसम का अध्ययन प्रेक्षण समय से 10 मिनट पूर्व आरम्भ कर दिया जाता है। 'पिछला मौसम' शीर्षक में 1 घण्टे पूर्व घटित मौसम का उल्लेख किया जाता है।

वर्तमान मौसम को 100 प्रकारों में उपविभाजित किया गया है, जिनकी कोड संख्याएँ 00 से 99 तक दी गई हैं। प्रथम 50 संख्याएँ अवक्षेपण रहित मौसम प्रकारों के लिये नियत की गई हैं। 50-99 तक के कोड अवक्षेपण युक्त मौसमी घटनाओं को व्यक्त करते हैं। 50-59. कोड-समूह फुहार और उसके उप प्रकारों

के लिए, 60-69 वर्षा के लिए, 70-79 तुपार. हिमपात तथा अन्य ठोस प्रकार के अवक्षेपणों के लिए तथा 80-99 समूह बौद्धार, मिश्रित अवक्षेपण, ग्रेने आदि के लिए बनाए गए हैं।

7.30 उल्काएं और मौसम घटनाएँ (Meteors and weather phenomena)

मेघों के अतिरिक्त अन्य घटना, जो वायुमण्डल या पृथ्वीतल पर देखी जाती हैं, उल्का कहलाती हैं। यह घटना वर्षा तथा आर्द्र या अनार्द्र कणों का हवा में निलम्बन हो सकती है। उल्काएं प्राकाशिक वैद्युतिक प्रारूप में भी देखी जा सकती हैं, जिनसे यदा कदा ध्वनि भी सम्बन्धित होती है। अतः उल्काओं को निम्नांकित मुख्य वर्गों में विभक्त किया जा सकता है।

7.31 (अ) जलोल्काएँ (Hydrometeors)—जैसे कुहरा, वर्षा, बौद्धार, तुपार तथा ठोस हिमकणों का अवक्षेपण। इनका विवरण अध्याय 5 में दिया जा चुका है।

कुहरा, कुहासा, तथा हेज यद्यपि मेघों की प्रकृति के ही होते हैं, क्योंकि ये जलकणों के हवा में निलम्बन से उत्पन्न होते हैं, तथापि इन्हें, भूमितल के पास जनित होने के कारण मेघों से अलग करके जलोल्काओं में सम्मिलित कर लिया गया है।

कुहरा और कुहासा में आर्द्रता 75% में अधिक होती है तथा दृश्यता क्रमशः 1 किमी से कम और 1 से 2 किमी के बीच होनी चाहिए। हेज भी भूमितल के निकटतम वायुमण्डल में अति सूक्ष्म कणों (प्रायः आर्द्रता ग्राही) का निलम्बन है। ये सूक्ष्म कण बहुत बड़ी संख्या में उपस्थित होते हैं। हेज में दृश्यता 3 से 5 किमी तक हो सकती है।

भूमितल के आसपास की नमी, जल या ठोस कणों के रूप में मतह या वनस्पतियों पर निक्षेपित हो जाती है। इन्हें भी जलोल्काएँ कहा जाता है। ये मुख्यतः चार प्रकार के होते हैं।

(1) ओस (Dew)

यह भूमि के आस-पास किसी सतह पर जलकणों का निक्षेपण है, जो निकट की स्वतंत्र नम हवाओं के सघनन में बनता है।

(2) पाला या तुपार (Frost)

जब ओसाक 0°C से कम होता है, तो वायुमण्डलीय नमी का ऊर्ध्वपातन तुपार कणों के रूप में हो जाता है जो पतियों और भूमि तल पर जम जाते हैं। ये साधारणतः मुलायम और रवेदार ठोम के रूप में होते हैं।

(3) राइम (Rime)

अतिशीतल सूक्ष्म जल कणों के जमने से छोटे-छोटे हिमकण तैयार हो जाते हैं। शीघ्र जमने के कारण राइम के दाँतों के मध्य हवा फंसी रहती है। अधिक मात्रा में होने से राइम तहों के रूप में जम जाते हैं।

(4) ग्लेज (Glaze)

यह हिम का मम और पारदर्शी निक्षेपण है जो वर्षा की बूंदों के लगने से बनता है।

7.32 लिथोमेटोर (Lithometeors)

धूल या चूल्हा जैसी छोटी कणों का वायुमण्डलीय विभिन्न लिथो-उत्का कहलाती है। धूल, धुंध, चिमनियों से निकले कार्बोनिज पुष्पकण तथा समुद्र में निकले नमक के कण, लिथो-उत्का के कुछ उदाहरण हैं। रेगिस्तान की गर्मियों में उठने वाली धूल के बगूले या रेतीली आगिया भी इसी श्रेणी में आती हैं। मुख्य प्रकारों का संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है -

(1) धूल-धुंध (Dust-Haze)

यह वायुमण्डल की निकटतम तहों में भूमि तल से उठाई गई धूल या रेत के कणों का निलम्ब है, जिसमें आर्द्रता निम्नतर २५ से ७५% से कम और दृश्यता धुंध के समान ही होती है।

(2) धूम (Smog)

यह औद्योगिक चिमनियों तथा मोटर गाड़ियों से निकले प्रदूषक कणों का वायुमण्डल में निलम्बन है।

(3) धूल या रेत भ्रमिता (Dust or Sand Whirl)

कभी-कभी ग्रीष्म काल के दोपहरों में भूमिगत की अत्यधिक गर्मी से वायुमण्डल के निचले तह काफी गर्म हो जाते हैं। रणन की आर्द्रता और प्रकृति के कारण जब कोई सीमित भू-भाग अपेक्षाकृत अधिक गर्म हो जाता है, तो वायु चरम संचालनिक धाराएं (Auto Convective Currents) उत्पन्न हो जाती हैं। ये धाराएं अपने साथ धूल या रेत की पर्याप्त मात्रा कुछ ऊंचाई तक उठा लेती हैं। निम्न दान क्षेत्र के चारों ओर प्रवाह करवाती या प्रतिचक्रवाती रूप में भूमि पर घूमने लगती हैं। धूल-भ्रमिता माधारणतः कुछ कुछ व्यास तथा कुछ मीटर ऊंचाई के आकार का होता है।

(4) धूल या रेत उड़ाती हवाएं (Dust or Sand Raising Winds)

तीव्र दाब प्रवणता के कारण तेज धूल उड़ाती हवाएं गर्मियों में गहरी हैं। यह विशुद्ध प्रवाह है जो दृश्यता को माधारणतः कुछ किमी में भी कम कर देती है।

(5) धूल भरी या रेतीली आंधी (Dust or Sandstorm)

अस्थायी वायुमण्डल और गर्मी की अनुपस्थिति में धूल या रेत की भारी मात्रिया उर्ध्वधाराओं द्वारा उड़ने उड़ने तक उठाई जाती है। इस घटना में माधारणतः वर्षा की वर्षा बादल बन जाते हैं। आंधी की गर्मी में वर्षा प्रायः नहीं होती किन्तु गर्म और तड़ित की चटनावे सतत रूप में जारी होती हैं।

उत्काए, मृग तृष्णा, (mirage) शिमेर (Shimmer), हरित क्षण दीप्ति (Green flash), साँध्य प्रकाश स्तम्भ (Twilight Columns) आदि है। मेघयुक्त आकाश में आभामण्डल, करोना, इन्द्रधनुष, धुँव धनुष, क्रेपमुलर किरणें आदि घटनाएँ देखी जाती हैं। इनमें से कुछ के विवरण निम्नांकित हैं—

(1) आभामण्डल (Halo)

यह प्रकाश घटनाओं का एक समूह है जो प्रकाश के घेरा (ring), स्तम्भ तथा चमकीले धब्बों की आकृति जैसी आकाश में दिखाई देती है। ये घटनाएँ निलवित हिम कणों द्वारा किरणों के आवर्तन के फलस्वरूप जन्म लेती हैं।

-20°C स्तर से ऊपर मेघ-कण मुख्यतः हिम-कणों में ही बने होते हैं। जब हिम-कणों की सान्द्रता कम होती है (साधारणतः पक्षाभस्तरी मेघ में), तो उनमें आवर्तित किरणें भूमि तक पहुँचती हैं और सूर्य या चन्द्रमा धुँवले रूप में बादलों से झलकते हैं। अनुकूल परिस्थितियों में रात्रि में चन्द्रमा तथा दिन में सूर्य को केन्द्रित किए हुए, रंगीन वृत्त के आभामण्डल स्पष्ट रूप से दिखाई देते हैं। कभी-कभी बड़े वृत्त का एक और आभामण्डल भी दृष्टिगोचर होता है। चन्द्र आभामण्डल प्रायः मौसम आभामण्डल से कम चमकीले होते हैं। साधारणतः 22 अंश अर्द्ध व्यास के आभामण्डल ही दिखाई देते हैं। बड़ा आभामण्डल 46 अंश त्रिज्या का होता है (शिरो-विन्दु (Zenith) से क्षितिज के पूरे चाप का नाप 90 अंश लिया जाता है।)

विभिन्न आकारों के हिम कणों द्वारा आवर्तन से, भिन्न-भिन्न प्रकाशीय आकृतियाँ दिखलाई दे सकती हैं।

(2) करोना

जब प्रकाश की किरणें पतली तह के हिम कणों से युक्त मेघ से गुजरती हैं, तो हिम कणों द्वारा विवर्तन के फलस्वरूप आभामण्डल से बहुत छोटे कई चमकीले वृत्त, सूर्य या चन्द्रमा का घेरा बना लेते हैं। साधारणतः तीन से अधिक वृत्त दृष्टिगोचर नहीं होते। यह घटना करोना कहलाती है। चन्द्र करोना अधिक सामान्य घटना है। यद्यपि सूर्य के चारों ओर भी करोना उभरी बहुलता से उत्पन्न होते हैं, तथापि तीव्र चमक के कारण दिन में अधिकतर दिखाई नहीं देते।

करोना मण्डल में रंगों की स्थिति और क्रम आभामण्डल के ठीक विपरीत होते हैं।

(3) इन्द्र धनुष (Rainbow)

यह वर्षा की गिरती बूँदों से, सौर किरणों के आवर्तन तथा परावर्तन का परिणाम है, जिसमें रंगीन प्रकाश वृत्ताकार चाप की तरह दिखाई देता है। सूर्य, प्रेक्षक की आँख तथा इन्द्र धनुष का केन्द्र एक सरल रेखा पर पड़ता है। इस प्रकार इन्द्र धनुष के उच्चतम बिन्दु का दिगंश (Azimuth) सूर्य के दिगंश से 180° विपरीत होता है।

अच्छी तरह विकसित इन्द्र धनुष में द्वितीयक तथा तृतीयक रंगीन चाप भी स्पष्ट दिखाई देते हैं। इन्द्रधनुष का वर्ण-पट अन्दर से क्रमशः बैंगनी, नीला, हरा, पीला, नारंगी तथा लाल के क्रम में होता है। लेकिन द्वितीयक इन्द्रधनुष पर रंगों का क्रम बिल्कुल विपरीत होता है।

प्रारम्भिक इन्द्रधनुष और किरणों के, गोलाकार जल बूँदों द्वारा एक बार पूर्ण आन्तरिक परावर्तन से बनते हैं तथा द्वितीयक धनुष दो बार पूर्ण आन्तरिक परावर्तन के फलस्वरूप बनते हैं। मान लीजिए, जल की बूँद के स्थान A पर कोई किरण आपतित होती है, जहाँ पर आवर्तन के बाद यह किरण, दिशा AB ग्रहण करती है। यदि B पर इसका पूर्ण आन्तरिक परावर्तन होता है, तो परावर्तित किरण BC बिन्दु C से आवर्तन द्वारा बूँद के बाहर आ जाती है। इस बीच मान लीजिए, किरण बूँद की आन्तरिक तहों से n बार पूर्ण परावर्तित हुई। तब आगत और वर्हिगत किरणों के बीच का कुल विक्षेप,

$$D = 2(i - r) + n(180 - 2r), \quad \dots (i)$$

जहाँ i और r क्रमशः A पर आपतन तथा परावर्तन कोण हैं। चूँकि निम्नतम विक्षेप के लिए किरणें सबसे अधिक चमकीली होती हैं, अतः इस स्थिति में,

$$\frac{dD}{di} = 2 - \frac{dr}{di} - n \frac{dr}{di} = 0$$

$$\text{या } \frac{dr}{di} = \frac{1}{n+1}$$

$$\text{चूँकि } \sin i = \mu \sin r, \quad \dots (ii)$$

$$\therefore \cos i \frac{di}{dr} = \mu \cos r$$

$$\therefore \cos i = \frac{\mu}{n+1} \cos r \quad \dots (iii)$$

(ii) और (iii) से—

$$\cos i = \sqrt{\frac{\mu^2 - 1}{n^2 + 2n}}$$

$$\text{तथा } \cos r = \frac{n+1}{\mu} \sqrt{\frac{\mu^2 - 1}{n^2 + 2n}}$$

अब मान लीजिए, $n = 1$,

वैगनी किरणों के लिए $i = 58^\circ 48'$, $r = 39^\circ 33'$ तथा

$180 - D = 40^\circ 36'$ और लाल किरणों के लिए $i = 59^\circ 29'$

धरातलीय वायुदाब, तापमान, आर्द्रता, वायुवेग और वर्षा-मापन के लिए, मौसम वेधशालाओं में सामान्य यंत्रों के अतिरिक्त स्वालेखी (Self recording) यंत्र भी प्रयुक्त किए जाते हैं। इनका सक्षिप्त परिचय निम्नांकित है।

7 41 वायुदाब का माप

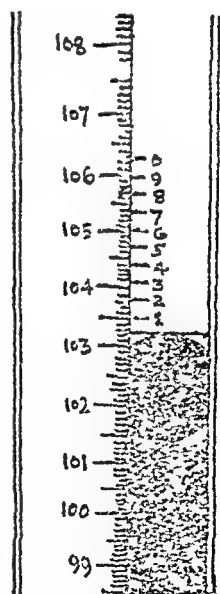
फोरटिन ग्रंथवा क्यू (kew) प्रकार के दाबमापी जिसमें वर्नियर पैमाने की व्यवस्था होती है, वायुदाब को मापने के लिए प्रयुक्त होते हैं। कुंडिका समायोजन के पहले दाबमापी की नली को धीरे से थप-थपा लेना चाहिए। दाबमापी से सलग्न तापमापी द्वारा तापमान का पाठांक ज्ञात करके, दाबमापी के पाठांक को तापमान, गुरुत्व तथा निदेशांक त्रुटि के लिए सशोधित कर लेना आवश्यक है।

अधिक ऊँचाई पर स्थिति वेधशालाओं के लिए फोरटिन दाबमापी उपयुक्त है, क्योंकि दाब कम होने से नली का जो पारा नीचे गिरता है, उसे फोरटिन की कुंडिका में स्थान मिल सकता है। क्यू प्रकार में यह व्यवस्था नहीं होती। दाब का माप साधारणतः मिलीबार की इकाई में अंकित किया जाता है। पाठांक के लिए वर्नियर पैमाने का समायोजन पारद के उत्तल मेनिस्कस के शीर्ष स्तर पर करना चाहिए। (चित्र 7.8)।

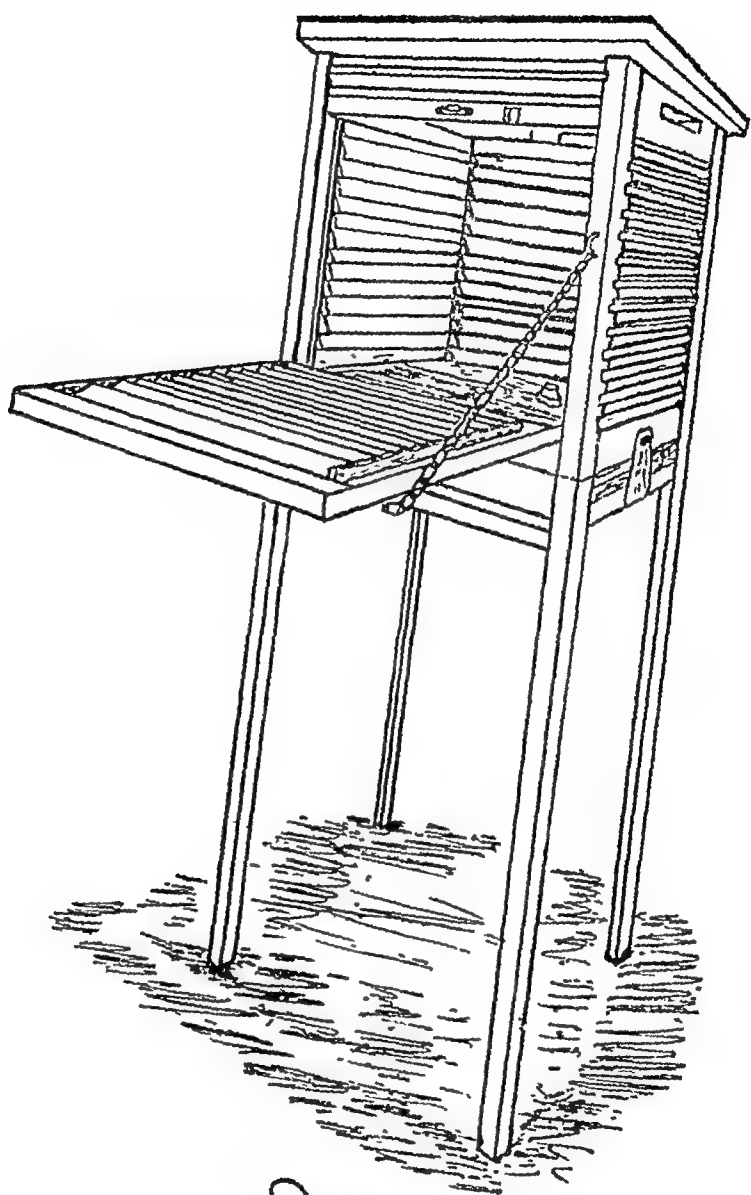
7 42 तापमान और आर्द्रता का माप

स्टीवेन्सन स्क्रीन (चित्र 7-9) तथा उसमें रखे गए शुष्क बल्ब, आर्द्र बल्ब, उच्चतम और निम्नतम तापमापियों का विवरण अध्याय 3 में दिया गया है। ये क्रमशः हवा का तापमान, आर्द्र बल्ब तापमान तथा 24 घण्टों में उच्चतम और निम्नतम तापमान का पाठांक देते हैं। आर्द्र बल्ब तापमापी के बल्ब को सदा नम रखने के लिए, मस्लिन (मलमल) के धागों का आसवित जल में डूबा रहना आवश्यक है।

आर्द्र बल्ब और शुष्क बल्ब तापमान से ओसाक ज्ञात करने के लिए आर्द्रता मापी सारणियाँ उपलब्ध हैं, जिनके प्रयोग से ओसाक ज्ञात कर लिया जाता है। वायु तापमान और ओसाक से सापेक्ष आर्द्रता भी उपलब्ध सारणियों से पढ़ ली जाती है। कुछ ठंडे स्थानों पर जब आर्द्र बल्ब तापमान 0°C से नीचे पहुँच जाता है, तो पानी जम जाने के कारण धागों द्वारा जल शोषण रुक जाने की आशंका उत्पन्न हो जाती है। ऐसे अवसरों पर प्रेक्षण से एक घण्टा पहले निरीक्षण कर लेना चाहिए। यदि जल का मभरण (Supply) रुक गयी है, अर्थात् शुष्क और आर्द्र तापमापी पाठांक में कोई अन्तर नहीं दर्शाते, तो आर्द्र बल्ब के ऊपर लिपटा कपड़ा हटा कर, बल्ब के ऊपर जमी बर्फ को जल में रख कर पिघला देना चाहिए। इस क्रिया के लगभग आधे घण्टे बाद ही आर्द्र बल्ब तापमापी अपरिवर्ती (steady) अवस्था में आ पाता है।



दाबमापी पैमाने का पाठांक
चित्र (7.8)

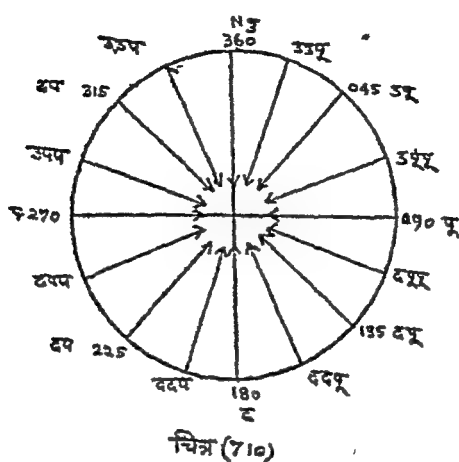


चित्र (7.9)

7.43 वायुवेग का माप

वायु दिशा और गति के माप के लिये, अलग-अलग यंत्र हैं। वायु दिशा पवन दर्शक द्वारा ज्ञात की जाती है। यह एक सन्तुलित लीवर है, जो एक उर्ध्वअक्ष के चारों ओर स्वतंत्रता से घूम सकता है। लीवर का एक सिरा, जो कुछ चौड़ा होता है, उस दिशा में रहता है जिधर से हवा आ रही हो और दूसरा तीर की तरह नुकीला बने होते हैं।

हवा की दिशा साधारणतः उस कोण के रूप में व्यक्त की जाती है, जो उत्तर दिशा और उस दिशा के बीच बनता है, जिधर से हवा आ रही है। जैसे, यदि

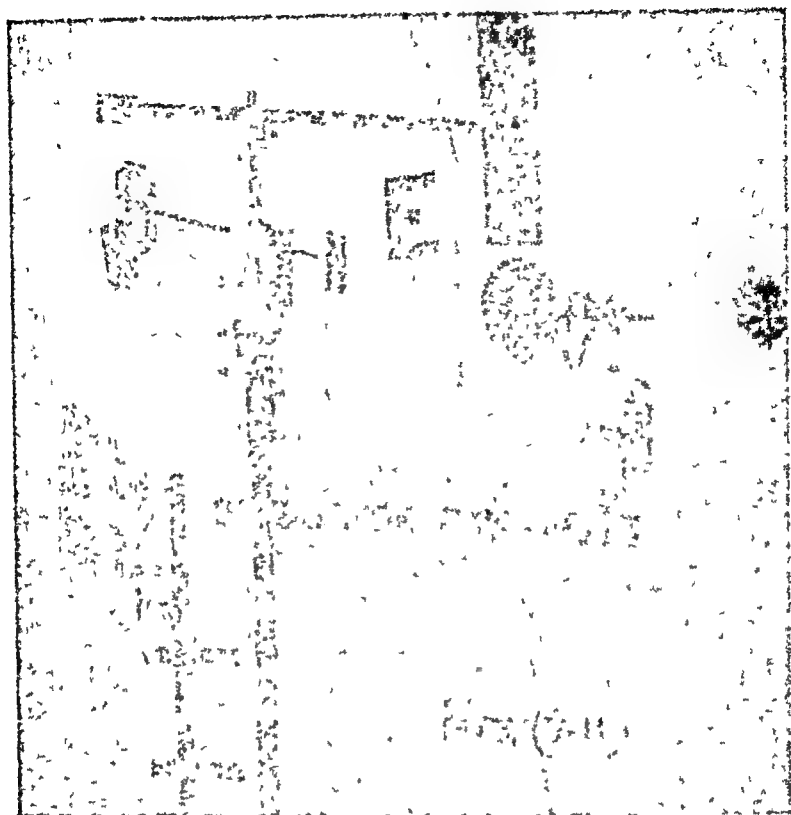


हवा ठीक पूर्व से वह रही है, तो उसकी दिशा 90 अंश और यदि पश्चिम से वह रही है, तो 270 अंश मानी जायगी। चित्र (7-10) में दिशाओं के कोणिक मान स्पष्ट किए गए हैं।

वायुगति या वायु बल का मान 'पवन वेग मापी (एनीमोमीटर) नामक यंत्र से ज्ञात किया जाता है। इसमें तीन या चार अर्द्ध गोलाकार प्याले (व्यास = 76 मिमी), धातु की छड़ों के सिरों पर एक दूसरे से बराबर कोण बनाते हुए लगे होते हैं। यदि चार प्याले हैं तो एक दूसरे के समकोण पर और यदि तीन हैं तो 120° पर लगे होते हैं। छड़ का कटान बिन्दु केन्द्र पर एक उर्ध्वाधर नली के सहारे स्थिर रहता है। इसी नली के नीचे एनीमोमीटर वक्स लगा होता है जिसमें वायु बल का पाठांक पढ़ने की व्यवस्था होती है। वायुबल से प्याले घूमते हैं। घूमने की गति वायु बल के समानुपाती होती है। यह गति गियर प्रणाली से एनीमोमीटर वक्स में स्थित साइक्लोमीटर (Cyclometer) संचालित कर देता है।

पवन दर्शक और पवन वेग मापी, सामान्यतः भूमि से 10 मीटर ऊँचाई पर वृक्षों या भवनों की स्कावटो से ऊपर लगाए जाते हैं, जिससे वे स्वतंत्र हवा की दिशा और गति का ज्ञान दे सकें।

7 44 कभी-कभी बिना यंत्र की सहायता से भी वायुगति का अनुमान लगाने की आवश्यकता होती है। इसकी सफलता प्रेक्षक की दक्षता और अनुभव पर निर्भर करती है। एडमिरल बीफोर्ट (Beaufort) ने, सन् 1805 में अनुभव के आधार पर,



वायुबल आकणित करने के लिए निम्नलिखित पैमाना प्रस्तुत किया, जो अनुमानित वायुगति ज्ञान करने में अभी भी प्रेक्षकों के लिए एक मापदंड का काम करता है।

वायुगति का बीफोर्ट-पैमाना

बीफोर्ट संख्या	सामान्य विवरण	मीमात्र	भूमिगत में 6 मीटर ऊपर वायुगति का मान (किमी/घंटा)
0	शान्त	धूम मीमा ऊपर उठता है।	1 से कम
1	हल्की हवा	धूम रेखाओं के गिनाव में वायु दिशा का पता लगता है। पवन दर्शक संचालित नहीं हो पाया।	2-6
2	अति धीमा समीर	चेहरे पर हवा का अनुभव। पवन दर्शक संचालित हो जाता है।	7-12

वायुगति का बीफोर्ट-पैमाना

बीफोर्ट संख्या	सामान्य विवरण	सीमाकन	भूमितल से 6 मीटर ऊपर वायुगति का मान (किमी/घंटा)
3	धीमा समीर	वृक्षों की पत्तियां हिलती हैं। हल्की ध्वजा तन जाती है।	13-18
4	मृदु समीर	धूल या कागज के टुकड़े गतिमान हो जाते हैं।	19-26
5	ताजा समीर	छोटे वृक्षों की टहनियां हिलती हैं।	27-35
6	तीव्र समीर	बड़ी टहनियाँ गतिमान हो उठती हैं, टेलीफोन के तारों में सीटी सी बजने लगती हैं।	36-44
7	मृदु गेल	पूरा वृक्ष हिलने लगता है।	45-55
8	ताजा गेल	टहनियाँ टूट जाती हैं।	56-66
9	तीव्र गेल	हल्की छते उड़ सकती हैं या कमजोर निर्माण क्षति ग्रस्त हो सकता है।	67-77
10	पूर्ण गेल	वृक्ष उखड़ जाते हैं और निर्माण की क्षति थोड़ी बहुत होती है।	78-90
11	तूफान	निर्माण कार्य की पर्याप्त क्षति	91-104
12	हरीकेन	—	105 से अधिक

7.45 वायुगति और दिशा का सीधा माप एक विद्युत चालित यन्त्र वायु पेनल द्वारा भी लिया जाता है। इस यन्त्र में एक छोटा जनरेटर जिसे मौसम-प्रूफ रखा जाता है, लगा होता है। यह जनरेटर शक्वाकार वायु वेग मापी-प्यालो के ऊर्ध्वाधर तर्कु (Spindle) के चारों ओर घूमने से चलता है। जनित वोल्टेज, प्यालों की गति, अर्थात् वायु बल के समानुपाती होता है। अतः सलग्न गोलाकार पैमाना नाट (Knot) में वायु गति पढ़ने के लिए अकीकृत होता है। इसी प्रकार, पवन दर्शक की गति भी विद्युत-विधि से अंकित पैमाने में प्रेषित कर दी जाती है।

7.46 वर्षासापन

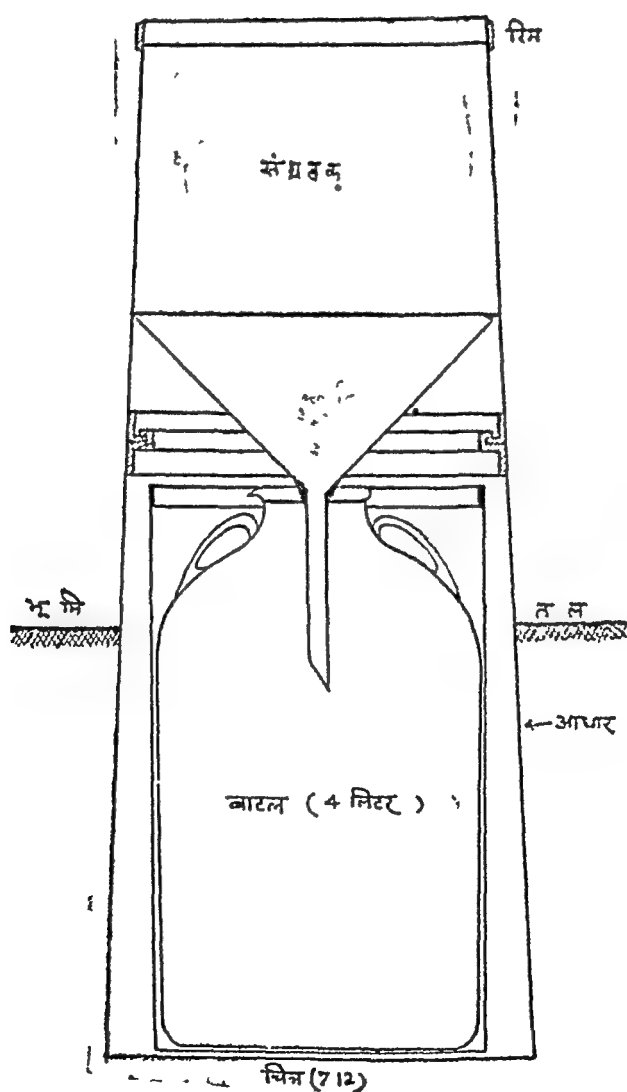
भारत में मुख्यतः जिस मानक वर्षासापी को प्रयुक्त किया जाता है, उसे साइमन वर्षा सापी कहते हैं। इसके मुख्य भाग निम्नलिखित हैं :—

(1) फनेल—जिसके रिम का व्यास निश्चित (127 मिमी) होता है।

(2) संग्रहक—यह प्लास्टिक या धातु का बर्तन होता है जिसकी ग्राहिता साधारणतः 175 मिमी होती है। अधिक वर्षा के क्षेत्रों में 375 या 1000 मिमी ग्राहिता के संग्रहक भी प्रयोग में लाए जाते हैं।

(3) घेलाकार ढक्कन—जिसका आधार भूमि में जड़ दिया जाता है।

(4) मपना गिलास—यह 20 या 25 मिमी ग्राहिता का एक अंकित-घेलाकार ग्लास होता है, जिससे 0.1 मिमी तक सही वर्षा नापी जा सकती है।



वर्षा मिमी या सेमी की इकाइयों में नापी जाती है। किसी स्थान पर 1 सेमी वर्षा की राशि वह है, जो भूमितल पर एक सेमी गहरे पानी की तह बना दे वशतः कि भूमि सर्वत्र समतल मानली जाए और शोषण, अपवाह (Runoff) तथा वाष्पीकरण द्वारा वर्षा की एक भी वृंद नष्ट न हो।

कुछ समय से विभिन्न वेधशालाओं में एक और वर्षामापी प्रयोग में लाया जा रहा है, जिसे F.R.P. (Fibre glass Reinforced Polyster) वर्षा मापी कहते हैं। इसमें फनेल, ढक्कन के साथ सम्बन्धित होता है तथा संग्रहक और आधार पोलिस्टर के बने होते हैं।

तियक पडती वूँदे, वृक्षो या भवनो आदि से रुक न जाएँ, इसके लिए वर्षामापी स्थापित करते समय यह सावधानी रखनी चाहिए कि निकटतम रुकावट से वर्षा मापी की दूरी कम से कम रुकावट की ऊँचाई से दूनी हो।

7 47 यदि वर्षा के साथ तुषार या ओले पड़े हों। तो उन्हें नपना गिलास से ज्ञात राशि का गर्म जल छोड़ कर पिघला लिया जाता है और कुल जल का माप लेने के बाद मिलाए गए जल का माप घटा दी जाती है।

यदि वर्षामापी तुषार से पूर्णतया ढक जाता है, तो जमे तुषार की ऊँचाई एक छड़ द्वारा नाप लेनी चाहिए। इस ऊँचाई का दसवाँ भाग सम्बन्धित वर्षा का लगेभन 'मान' देगा।

7.50 स्वतः अभिलेखी यंत्र (Self Recording Instruments)

विभिन्न मौसम तत्वों के अविरत और स्वअंकित पाठाक प्राप्त करने के लिए, अनेक स्वतः अभिलेखी यंत्रों को डिजाइन किया गया है। सभी स्वतः अभिलेखी यंत्रों में निम्नांकित तीन अनिवार्य भाग होते हैं :—

(1) एक संवेदन शील तत्व, जो मौसम तत्वों के परिवर्तन की अनुक्रिया (response) दे सके। इसी अनुक्रिया को यंत्र रिकार्ड करता है।

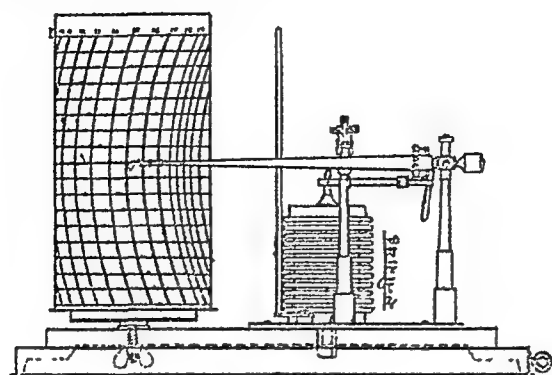
(2) एक लीवर प्रणाली, जो संवेदनशील तत्व की सूक्ष्म गति को, ज्ञात अनुपात में अभिवर्धित कर देती है। यही प्रणाली आवर्धित गति को पेन भुजा तक पहुंचाती है।

(3) एक परिभ्रमक ड्रम, जो घड़ी की सुइयों के अनुसार धीरे-धीरे घूमता है और समय का ज्ञान करता है। इस ड्रम पर चार्ट लपेटा जाता है, जिस पर पेन भुजा, संवेदक तत्व की आवर्धित गति को अंकित करती है।

7 51 मुख्य मौसम तत्वों के स्वांकित और अविरत माप के लिए निम्नांकित यंत्र प्रयुक्त होते हैं :—

(1) दाब लेखी (बैरोग्राफ)—यह वायुदाब का अविरत, स्वांकन करता है। इसमें निर्द्वव दाब मापी तत्व वायुदाब के संवेदन के लिए प्रयुक्त होता है। यह दाब परिवर्तन के साथ सकुचित होता है या फैलता है। यह प्रसार या सकुचन लीवर

प्रणाली द्वारा आवर्धित होकर पेन भुजा द्वारा ड्रम से लिपटे चार्ट पर अंकित होता है। चार्ट पर गति के सानुपातिक दाव की इकाइयाँ छपी होती हैं। चित्र (7.15)



चित्र (7.15)

7.52 तापमानलेखी (थर्मोग्राफ)

इसमें सवेदक तत्व एक सर्पिल (Spiral) होता है, जो दो विभिन्न प्रसार गुणांक वाली धातु पत्तियों से बनाया जाता है। तापमान बदलने से यह सर्पिल कुं डलित अथवा अनकुं डलित होता है। यह क्रिया लीवर प्रणाली से परावर्धित होकर पेन भुजा को नियंत्रित करती है।

7.53 केश आर्द्रता लेखी (हेयर हाइग्रोग्राफ)

यह यंत्र इस सिद्धान्त पर काम करता है कि मनुष्य के केश की लम्बाई, सापेक्ष आर्द्रता के साथ बढ़ती है। किन्तु यह वृद्धि सर्वत्र समान नहीं होती। आर्द्रता 30 से 40% होने में बाल की लम्बाई जितनी बढ़ेगी, वह 70 से 80% सापेक्ष आर्द्रता बढ़ने में होने वाली वृद्धि की अपेक्षा अधिक होगी। किन्तु लीवर प्रणाली की क्रिया-विधि इस प्रकार ममायोजित कर दी जाती है कि बाल की वृद्धि द्वारा उत्पन्न गति, पेन भुजा की सम गति में अनुक्रियान्वित होती है।

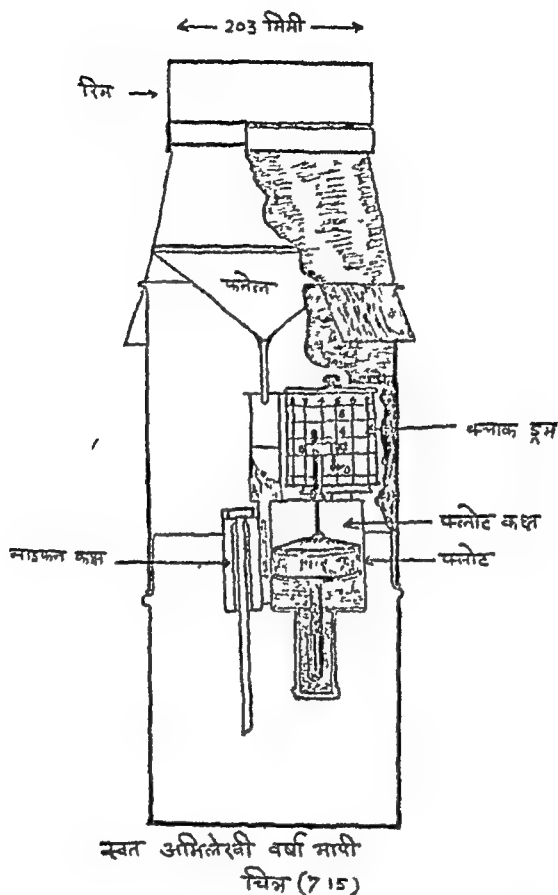
इस यंत्र की एक कठिनाई यह है कि उपर्युक्त साधनानियों के वावजूद केश के भौतिक गुण शनैः शनैः बदलते रहते हैं। परिणामस्वरूप, समान दशाओं में आर्द्रता के पाठांक सदा समान नहीं आते। केश बदलना भी अनुपयुक्त है क्योंकि इस दशा में यंत्र का सम्पूर्ण अंकन फिर से करने की आवश्यकता होगी।

7.54 पवन वेग लेखी या एनीमोग्राफ (Anemograph)

हवा की गति और दिशा का अविरत एवं स्वाकित मान डाइन्स दाव नली (Pressure Tube) पवन वेग लेखी (आविष्कारक-डब्ल्यू० एच० डाइन्स) द्वारा ज्ञात किया जाता है। यह यंत्र निम्नांकित सिद्धान्त पर कार्य करता है।

एक ओर बन्द और दूसरी ओर खुली नली को क्षैतिज अवस्था में यदि इस प्रकार रखा जाय कि खुला सिरा हवा की ओर हो, तो नली का अन्दर का दाव बढ़ जाएगा। यह वृद्धि वायुगति के समानुपाती होगी।

कक्ष से सम्बन्धित रहती है। जब संग्रहक में जलस्तर उठता है, फ्लोट भी उठ जाता है, जिसे पेन भुजा क्लाक ड्रम पर लिपटे चार्ट पर रेखांकित करती जाती है।



जब पेन, चार्ट के शिखर बिन्दु पर पहुँच जाती है तो संग्रहक में भरा जल साइफन द्वारा स्वतः बाहर आ जाता है और फ्लोट के साथ पेन, चार्ट की शून्य रेखा पर उतर आती है। जिस दिन कोई वर्षा नहीं होती उस दिन पेन एक क्षैतिज सरल रेखा अंकित करती है।

760' उच्चतर वायु प्रेक्षण (Upper Air Observation)

भूमितल पर उत्पन्न होने वाली दाब प्रणालियाँ उर्ध्वाधर में पर्याप्त ऊँचाई तक विकसित होती हैं। कभी-कभी द्रोणिकाएँ तथा चक्रवाती अभिल केवल उच्चतर वायुमण्डल में ही उत्पन्न होते हैं, भूमितल पर उनका कोई आभास नहीं मिलता। गति और इनकी तीव्रता के अध्ययन के लिए उच्चतर वायु के तापमान, आर्द्रता, दाब तथा वेग के प्रेक्षणों की आवश्यकता होती है। प्रेक्षणों के लिए सर्वाधिक प्रचलित यंत्र, पायलट गुब्बारा, रेडियोसोन्डे, राडार तथा मौसम उपग्रह हैं।

7-61 विकास का संक्षिप्त इतिहास

सन् 1643 में सबसे पहले प्रसिद्ध वैज्ञानिक एडमंड हैलरी ने बारोमीटर का आविष्कार कर पता लगाया कि दाब ऊँचाई के साथ घटता है। दोसरे 1686 में ब्लेस्क पर्वतारोहियों ने अनेक स्थानों से एण्डोमेट्र पर चढ़ाई करके बारोमीटर के द्वारा पर हिमाक स्तर की ऊँचाई ज्ञात की। सन् 1749 में लैप्लास ने बारोमीटर के उपयोग करके अलेक्जेंडर विलसन ने कुछ ऊँचाई की दूरा का बारोमीटर का उपयोग तत्पश्चात् मतगों का प्रयोग इस काम के लिए अक्सर होने लगा।

फिर मानवयुक्त गुब्बारों का समय आया। सन् 1784 में डॉ. डेविस ने मौसम प्रेक्षणों के लिए गुब्बारे पर पहली उड़ान भरी। सन् 1804 में डॉ. डेविस और वायट ने 7 कि. मी. ऊँचाई तक उड़कर दिखाया। तब से डेट्रिट उड़ानें की जाती रही। सन् 1852 में वेल्ल ने गुब्बारों पर सर्वप्रथम दाब, तापमान और आर्द्रता के प्रेक्षण एक साथ लिए।

सन् 1873 में पायलट गुब्बारों का युग आरम्भ हुआ जो परिष्कृत रूप में आज भी उच्चतर वायु की गति और दिशा ज्ञात करने का सर्वोत्तम प्रयोग माधन है। 1912 में पहली बार विमान में कुछ यन्त्र रखकर मौसम प्रेक्षण प्राप्त किए गए। 1915 से ब्रिटेन और अमेरिका में विमानों द्वारा उच्चतर वायु के तापमान, दाब और आर्द्रता के नियमित प्रेक्षण लिए जाने लगे।

1927 में विश्व मण्डल ने रेडियो संकेत द्वारा वायुमण्डल का ज्ञान करने का पहला प्रयत्न किया गया और हमी वैज्ञानिक मोलचैन्त्रोव ने पहला सफल रेडियो सोन्ड सन् 1928 में डिजाइन कर दिया। सन् 1939 तक अनेक देशों में रेडियो सोन्ड तैयार किए जाने लगे। सन् 1940 में अमेरिका में पहला रेडियो यियोडोमेट्र तैयार कर लिया गया।

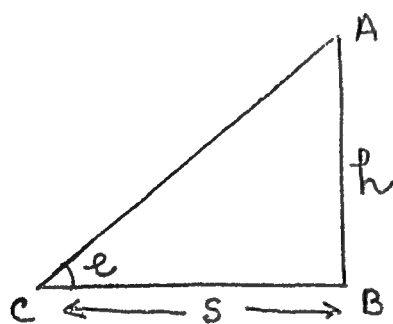
सन् 1943 में पहली बार उच्चतर वायु वेग ज्ञान करने के लिए सोन्ड का प्रयोग किया गया। 1946 में नक्केट का उपयोग भी किया जाने लगा, सोन्ड वायुमण्डल की छोटी-छोटी प्रमुख पतियाँ वायुमण्डल में बिखेर दी जाती थीं, जिनकी गति और दिशा का ज्ञान कराती थी। सन् 1957 में डेट्रिट उपग्रहों का उपयोग हुआ तो मौसम उपग्रह भी डिजाइन किए गए। पहला मौसम उपग्रह टायरोस को अंतरिक्ष में अमेरिका द्वारा छोड़ा गया जिसका नाम 'टायरोस' (TIROS), टेलेविजन इन्फ्रारेड आब्जर्वेशनल सैटेलाइट का है। तब से 11 टायरोस उपग्रह छोड़े जा चुके हैं। प्रथम 8 टायरोस उपग्रहों में पृथ्वी की परिक्रमा करते थे, जिनसे उनके बाद उपग्रहों का उपयोग जारी रखा गया।

भारत में पहला उच्चतर वायु प्रेक्षण पायलट गुब्बारे की सहायता से सन् 1926 में आगरा में लिया गया ।

7-62 पायलट गुब्बारे द्वारा प्रेक्षण ✓

‘पायलट गुब्बारा’ नाम सभवतः बड़े-बड़े गुब्बारों पर स्वयं चढ़कर उड़ान भरने वालों द्वारा उस छोटे गुब्बारे को दिया गया है, जो उड़ान से पहले सभावित दिशा की जानकारी प्राप्त करने के लिए छोड़ा जाता था ।

हाइड्रोजन भरा पायलट गुब्बारा हवा में छोड़ने के बाद थियोडोलाइट नामक यन्त्र से लगातार प्रेक्षित किया जाता है । इस यन्त्र की सहायता से निश्चित समय अन्तरालों के बाद गुब्बारे का उन्नतांश कोण तथा एजिमथ (दिगंश) पढ़ लिया जाता है । ठीक उत्तर दिशा से गुब्बारे का कोणीय विचलन एजिमथ कहलाता है ।



चित्र (7.18)

गुब्बारे की ऊँचाई ज्ञात करने की सबसे सरल विधि यह है कि उसके आरोह की दर स्थिर मान ली जाए । उदाहरण के लिए, यदि आरोहण दर 12 किमी/घण्टा मानली जाए तो गुब्बारे की ऊर्ध्वाधर ऊँचाई प्रति मिनट 200 मीटर की दर से बढ़ती रहेगी । इस स्थिति में प्रेक्षण निम्नांकित मारिणी द्वारा प्रस्तुत किया जा सकता है —

समय (मिनट)	गुब्बारे की ऊँचाई (मीटर)	उन्नतांश	पवन दिशा (एजिमथ)	$S =$ (पवन की गति) (मीटर प्रति मीटर)
1	h_1	e_1	a_1	s_1
2	h_2	e_2	a_2	s_2
3	h_3	e_3	a_3	s_3
4	h_4	e_4	a_4	s_4
....
...
....

वायुगति अर्थात् एक मिनट में गुब्बारे द्वारा चली गई दूरी त्रिभुज ABC द्वारा ज्ञात की जा सकती है।

$$S = \frac{h}{\tan e}$$

7 63 किन्तु गुब्बारे का आरोहण दर स्थिर मान लेना स्पष्टतः त्रुटिपूर्ण है। विशेषकर दिन में ऊर्ध्व-वायु धाराएँ प्रवल होती हैं और आरोहण दर को विधुब्ध किया करती हैं। इसके अतिरिक्त आरोहण दर वायु घनत्व पर भी निर्भर करती है।

गैस भरे गुब्बारे पर लगा कुल उत्थापन बल (L_T) कुल लिफ्ट कहलाता है। यह गुब्बारे द्वारा हटाई गई हवा के भार के बराबर होता है। यदि V गुब्बारे का आयतन, ρ हवा घनत्व तथा g गुरुत्व जनित त्वरण हो, तो

$$L_T = V\rho g \quad \dots(1)$$

स्वतन्त्र लिफ्ट (L), कुल लिफ्ट और गुब्बारे (सलग्न सामानो सहित) के भार के अन्तर को कहते हैं। अतः

$$L_T = L + W \quad \dots(11)$$

स्वतन्त्र लिफ्ट के कारण गुब्बारे में आरोही त्वरण उत्पन्न हो जाता है। जब गुब्बारा गतिशील होता है, तो हवा के कर्षण ($drag$) का प्रतिरोध (D) लगने लगता है।

$$D = K\rho v^2 d^2, \quad \dots(111)$$

जहाँ K स्थिरांक है तथा v और d क्रमशः गुब्बारे की गति और व्यास हैं।

$$\text{स्पष्टतः आयतन } V = \frac{1}{6} \pi d^3 \quad \text{or} \quad d^2 = \left(\frac{6V}{\pi} \right)^{\frac{2}{3}}$$

$$\text{या} \quad d^2 = \left[\frac{6(L+W)}{\pi\rho g} \right]^{\frac{2}{3}} \quad \dots(1v)$$

जब D और L एक दूसरे को सन्तुलित कर लेते हैं, तो आरोहण दर (v) स्थिर हो जाती है। इस स्थिति में,

$$L = K\rho v^2 \left[\frac{6}{\pi} \left(\frac{L+W}{\rho g} \right) \right]^{\frac{2}{3}}$$

$$= K_1 \rho v^2 \left[\frac{L+W}{\rho g} \right]^{\frac{2}{3}}$$

$$\text{या} \quad v^2 = K_2 \frac{L\rho^{-5}}{(L+W)^{2/3}}$$

मान लीजिए

$$\omega = \omega_E + \omega_H$$

जहाँ ω_E = खाली गुब्बारे का भार और ω_H = हाइड्रोजन का भार

$$\therefore \omega = \omega_E + V\rho_H g = \omega_E + \frac{L + \omega}{\rho} \rho_H$$

$$\therefore L + \omega = L + \omega_E + \frac{L + \omega}{\rho} \rho_H$$

$$= (L + \omega_E) \left(\frac{\rho - \rho_H}{\rho} \right) \quad \dots (VI)$$

\therefore (v) और (vi) से

$$v = K_2 \rho^{-\frac{1}{6}} \left(\frac{\rho - \rho_H}{\rho} \right)^{\frac{1}{8}} \frac{L^{\frac{1}{2}}}{(L + \omega_E)^{\frac{1}{3}}} \quad \dots (VII)$$

इस सूत्र के अनुसार यदि भूमितल और किसी ऊँचाई पर वायु घनत्व क्रमशः ρ_0 तथा ρ तथा गुब्बारे को उर्ध्वगति v_0 तथा v हो, तो

$$\frac{v}{v_0} = \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$$

विभिन्न ऊँचाइयों के लिए $\left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$ का मान इस प्रकार है :

ऊँचाई (किमी)	0	2	4	6	8	10
$\left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{\frac{1}{6}}$	1	1.04	1.08	1.11	1.15	1.19

अतः घनत्व परिवर्तन का प्रभाव कुछ ऊँचाइयों तक नगण्य किया जा सकता है। इस अवस्था में

$$K_2 \rho^{-\frac{1}{6}} \left(\frac{\rho - \rho_H}{\rho} \right)^{\frac{1}{8}} = K \text{ (स्थिरांक)}$$

यदि v का मान मीटर प्रति मिनट में लिया जाय, तो $K = 84$.

$$\text{अतः आरोहण दर } v = 84 \frac{\sqrt{L}}{(L + \omega_E)^{\frac{1}{3}}} \quad \dots (VIII)$$

7.64 गुब्बारे में एक सलगनी को, जिसे टेल (tail) कहते हैं, सलग्न करके प्रेक्षण लेने से आरोहण दर की कठिनाई दूर हो जाती है। गुब्बारे तथा टेल के

सम्मिलित भार के लिए, स्वतन्त्र लिपट (L) का मान उपलब्ध सारणियों द्वारा निश्चित किया जाता है। ये सारणियाँ सूत्र (viii) द्वारा ω_E और v के विभिन्न मानों से L के मानों को समायोजित करके बनाई गई हैं।

7.65 प्रकाशीय थियोडोलाइट

इसमें एक दूरबीन होता है, जो क्षैतिज और उर्ध्वाधर, दोनों तलों में घूम सकता है। यह बीच से 90° पर इस प्रकार मुड़ा होता है कि नेत्रिका (eye-piece) का क्षैतिज अक्ष स्थिर रहता है जबकि अभिदृश्यक (object glass) उर्ध्व तल में घुमाया जा सकता है। समकोण मोड़ के समीप घनाकार बक्स में एक त्रिपाश्वर्य इस प्रकार रखा जाता है कि अभिदृश्यक से आती किरणों इसके द्वारा नेत्रिका की ओर परावर्तित हो जाएँ।

नेत्रिका में क्राम तार या रेखा जाल (graticule) लगा होता है जिसको फोकस करने की व्यवस्था साथ में सलग्न रहती है। दूरदर्शी में गुब्बारे के उन्नतांश तथा एजिमथ पढ़ने के लिए पैमाने लगे होते हैं।

7.66 रेडियो पवन प्रेक्षण (Radio Wind or Rawind)

मेघाच्छन्न दिनों में जब गुब्बारा शीघ्र ही बादलों में लो जाता है, तो प्रकाशीय थियोडोलाइट उसका अनुसरण करने में असमर्थ हो जाता है। स्वच्छ आकाश में भी पायलट वेनून साधारणतः 10-12 किमी ऊँचाई तक पवन देने में समर्थ हो पाता है। जेट वायुयानों की उड़ान के लिए, और अधिक ऊँचाई के प्रेक्षण आवश्यक है। पर्याप्त ऊँचाई तक और मेघाच्छन्न स्थितियों में पवन प्रेक्षण प्राप्त करने के लिए, रेडियो विधि प्रयुक्त की जाती है। एक छोटा रेडियो ट्रांसमीटर गुब्बारे से सलग्न कर देते हैं, जिसके द्वारा संकेत प्राप्त करके धरती पर से रेडियो थियोडोलाइट, गुब्बारे के उन्नतांश और एजिमथ अङ्कित करता जाता है।

रेडियो थियोडोलाइट एक दिशाई (directional) शक्तिशाली एन्टेना होता है, जिसमें एक एरियल लगा होता है, जो प्रदा ट्रांसमीटर की ओर अभिविन्यस्त (Oriented) रहता है।

7.70 उच्चतर वायु तापमान और आर्द्रता मापन-रेडियो सोदे

रेडियो सोन्डे वह यन्त्र है, जो वायुमण्डल के विभिन्न स्तरों (जहाँ से होकर वह गुजरता है) के वायुदाब, तापमान और आर्द्रता का मान, रेडियो संकेतों द्वारा धरती पर स्थित एन्टेना को भेजता है। इस यन्त्र को एक बड़े हाइड्रोजन भरे रबर के गुब्बारे के साथ संलग्न करके वायुमण्डल में छोड़ते हैं। इससे आने वाले संकेत धरती पर, रेडियो रिसीवर द्वारा ग्रहण किए जाते हैं, जो आवर्धित होकर एक रिकार्डर द्वारा अङ्कित होते रहते हैं। मध्य समुद्रतल से लगभग 30 किमी ऊँचाई तक के प्रेक्षण रेडियो सोदे द्वारा प्राप्त किए जा सकते हैं।

रेडियो सोन्दे के मुख्य भाग निम्नांकित है

(1) संवेदक तत्व

जो विभिन्न मौसम तत्वों के प्रति संवेदनशील होते हैं और उनका परिवर्तन नोट करते हैं। अधिकतर रेडियो सोन्दे में निर्द्रव कैपसूल ही दाब मापने के लिए प्रयुक्त होता है। तापमान के लिए एक द्विवातु (स्टील ग्रॉस ब्रॉज) की पत्ती संवेदक तत्व होता है। इस पत्ती के साथ कोई आर्द्रता ग्राही पदार्थ या केण (hair) भी सलग्न कर देते हैं जो आर्द्रता की माप देता रहता है।



चित्र (7.16)

एक नवीन रेडियो सोन्दे, जिसे 1680 मैगा साइकिल सैकण्ड के नाम से जाना जाता है, में संवेदक तत्वों का एक बक्स होता है। इसमें दाब के लिए निर्द्रव डायफ्राम से युक्त एक वैरोस्विच, तापमान के लिए एक थर्मिस्टर छड़ तथा आर्द्रता के लिए एक हाइग्रिस्टर प्रयुक्त किया जाता है।

(2) एक प्रणाली, जो संवेदक तत्वों के संकेतों को विद्युत कम्पन में परिवर्तित कर दे। यही प्रेषक को माड्युलित करता है।

(3) रेडियो प्रेषक (Radio transmitter)

(4) बैटरी, जो यन्त्र को कार्य करने की शक्ति देता है।

धरती पर स्थित सग्रहक उपकरण में एन्टेना सहित एक रेडियो रिसीवर तथा एक रिकार्डर होता है।

771 गुब्बारों की पहुँच से ऊपर वायुमण्डल के प्रेक्षणों के लिये मौसम वैज्ञानिक राकेटों का भी प्रयोग यदा-कदा किया जाता है। भारत में पहला राकेट 21 नवम्बर, 1963 को त्रिवेन्द्रम के निकट थुम्बा से छोड़ा गया था।

780 राडार प्रेक्षण

द्वितीय विश्व युद्ध के समय राडार प्रणाली पर्याप्त विकसित हुई जब इसका प्रयोग अत्यधिक ऊँचाई पर उड़ने वाले शत्रु के विमानों का पता लगाने के लिए प्रायः किया जाता था। परिभाषा के अनुसार, राडार वह यन्त्र है जो रेडियो प्रतिध्वनि द्वारा किसी पिंड की उपस्थिति का अभिज्ञान कर लेता है, उसकी दिशा और दूरी निश्चित करता है तथा उसकी प्रकृति को पहचानता है।

राडार यन्त्र द्वारा रेडियो स्पंद (Pulses) अन्तरिक्ष में विकीर्ण की जाती हैं। ये रेडियो स्पंद वायुमण्डल में स्थित पदार्थों, जैसे—विमान, मेघ, जलकणों आदि से टकराकर परावर्तित होती है। यदि इनका कुछ भाग राडार यन्त्र को पुनः प्राप्त हो जाए, तो इन पदार्थों की दूरी और दिशा का संकेत इन परावर्तित स्पंदों द्वारा प्राप्त हो सकता है।

सिद्धान्त—प्रेषक अत्यन्त उच्च वारवारता (फ्रीक्वेन्सी) की विद्युत चुम्बकीय स्पंद उत्पन्न करता है, जिसे एन्टेना एक निर्धारित दिशा में विकीर्ण कर देता है। अन्तरिक्ष में स्थित किसी वस्तु से टकरा कर ये विकिरण चारों ओर प्रकीर्ण हो जाते हैं। इस प्रकीर्ण विकिरण का एक भाग एन्टेना द्वारा ग्रहण कर लिया जाता है। लौटी हुई स्पंद प्रतिध्वनि कहलाती है। प्रेषित और प्राप्त स्पंदों के बीच का समयान्तर सही-सही इलेक्ट्रॉनिक्स विधियों द्वारा ज्ञात कर लिया जाता है। चूंकि विद्युत चुम्बकीय स्पंदों की गति ज्ञात होती है, अतः वस्तु की तिर्यक दूरी आसानी से ज्ञात हो जाती है।

वस्तु का उन्नतांश और एजिम्थ, एन्टेना को बरतु की दिशा में सैट करके पढ़ लिया जाता है।

7.81 मेघकणों तथा जलकणों की वृद्धि के साथ स्पंदों की परावर्तन क्षमता में तेजी में वृद्धि होती है और जब राडार यन्त्र इन मेघकणों की दिशा में ममायोजित किया जाता है, तो उसके पर्दे पर मेघकण चमकीले धब्बे में प्रतिबिम्बित होते रहते हैं। राडार विधि से लगभग 300 कि. मी. दूरी तक आकाश पर दृष्टि रखी जा सकती है। फलतः चक्रवाती तूफानों को तट से पर्याप्त दूरी पर अभिज्ञात करने में ये बहुत सहायक सिद्ध होते हैं।

150 किमी. दूर स्थित चक्रवाती प्रमिल राडार पर्दे पर चमकीले सर्पिल आकार के धब्बों में स्पष्ट हो जाता है।

7.82 एक राडार सैट चार भागों से मिलकर बना होता है —

(1) प्रेषक—यह रेडियो ऊर्जा उत्पन्न करता है।

(2) एन्टेना—यह रेडियो ऊर्जा को स्पंदों के रूप में विकीर्ण करता है तथा परावर्तित होकर लौटती तरंगों को अन्तः खण्डित (Intercept) करता है।

(3) रिसीवर—यह वस्तु का अभिज्ञान करता है, प्रवर्धन करता है तथा प्राप्त संकेतों को चाक्षुष रूप में रूपान्तरित करता है।

(4) सूचक (Indicator)—जिसके ऊपर प्राप्त सकेतो का प्रदर्शन होता है।

अधिकतर मौसम राडारों में प्रेषण और प्राप्ति, दोनों के लिये एक ही एन्टेना प्रयुक्त होता है। अल्प समय के लिये, जब प्रेषक सक्रिय रहता है, तो स्व-चालित स्विच द्वारा रिसेवर को बन्द कर दिया जाता है।

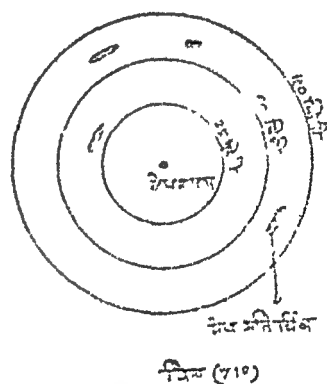
7.83 मौसम के राडारों में रेडियो तरंगों की बारबारता (फ्रीक्वेन्सी) साधारणतः 1500 मे 30000 मेगा साइकिल/सेकंड तक प्रयुक्त होती है। तरंग दैर्घ्य के पदों में परिमर 1 सेमी. से 20 नेमी तक होगा। भारत में प्रायः 3 और 10 सेमी के राडार प्रयोग में लाए जा रहे हैं।

राडार की अभिज्ञान क्षमता इन तरंगों की दैर्घ्य पर निर्भर करती है। साधारणतः छोटी वस्तुओं की पहचान के लिए कम दैर्घ्य की तरंगें अधिक उपयुक्त होती हैं।

हर राडार के लिए निम्नतम ग्रहणीय सकेत की एक सीमा निश्चित होती है, जिससे छोटी वस्तुओं की उस राडार में पहचान नहीं की जा सकती।

7.84 प्रदर्शन सूचक दो प्रकार के होते हैं।

(1) पी० पी० आई० (प्लान पोजीशन इण्डीकेटर) जो प्रतिव्वनियों का क्षैतिज वंटन दर्शाते हैं। यह ध्रुवीय नियामक (Polar-coordinate) ग्रिड पर, प्राप्त सकेतों का व्यवस्थित दृश्य प्रस्तुत करते हैं।



(2) आर० एच० आई० (रेज हाइट इण्डीकेटर)—यह प्रतिव्वनि के उर्ध्व विस्तार की सूचना देता है। यह प्रतिव्वनि को उस नियामक पर प्रदर्शित करता है, जिसकी भुज पर प्रतिव्वनि की तिर्यक ऊँचाई (कि०मी०) अंकित होती है। कोटि प्रतिव्वनि की खड़ी ऊँचाई (मीटर) व्यक्त करती है। कोटि का पैमाना साधारणतः अभिवर्धित कर दिया जाता है।

7.85 मौसम उपग्रह

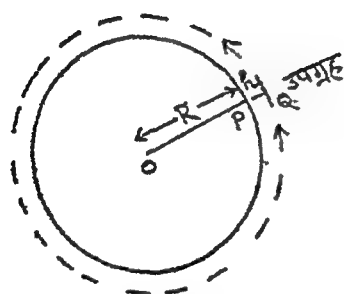
दुर्गम स्थानों पर अथवा सागर तलों पर वेधशालाओं की स्थापना कठिन होने के कारण प्रेक्षकों का जाल इन क्षेत्रों में सतोपजनक नहीं है। ऐसे स्थानों के प्रेक्षकों की कठिनाई कुछ सीमा तक मौसम उपग्रहों द्वारा हल कर दी गई है, जो नियमित रूप से मेघ और सौर विकरण के प्रेक्षण भू स्थिति ग्राही केन्द्रों को प्रेषित करते रहते हैं।

ये उपग्रह लनभग 800-1500 किमी की ऊँचाई से पृथ्वी की परिक्रमा करते हैं और 1.5 से 2 घण्टे के अन्दर ध्रुवीय कक्षा में एक चक्कर पूरा कर लेते हैं। गुरुत्व परिवर्तन तथा पृथ्वी के चुम्बकीय क्षेत्र से उपग्रह में जनित विद्युत क्षेत्र की अन्योन्य क्रिया (Interaction) के कारण उपग्रह की ऊँचाई में उतार चढ़ाव होता रहता है। उपग्रह परिक्रमा करते हुए स्वयं 10 से 12 चक्कर प्रति मिनट अपने अक्ष पर परिभ्रमित होते हैं। इसी परिभ्रमण के कारण उपग्रह अपना आवार पृथ्वी की सतह के समान्तर रख पाता है।

7.86 उपग्रह के सतुलन का समीकरण सरलीकृत रूप में इस प्रकार प्राप्त किया जा सकता है।

यदि h ऊँचाई पर v रैखिक गति से उपग्रह (Q) घूम रहा है तो, इस पर लगा गुरुत्व बल केन्द्रापसारी बल द्वारा सन्तुलित होगा अतः

$$G \frac{Mm}{(R+h)^2} = \frac{mv^2}{R+h},$$



चित्र (7.19)

जहाँ M और R क्रमशः पृथ्वी की मात्रा और त्रिज्या है; m उपग्रह की मात्रा और G गुरुत्वाकर्षण स्थिरांक है।

$$\therefore v^2 = \frac{GM}{R+h} \quad \dots (i)$$

$$\text{चूँकि } g = \frac{GM}{R^2}, \quad \dots (ii)$$

जहाँ g भूमितल पर गुरुत्व जनित त्वरण है।

$$(i) \text{ में } (ii) \text{ का भाग देने से } \frac{v^2}{g} = \frac{R^2}{R+h}$$

$$\therefore v^2 = g \frac{R^2}{R+h} \quad \dots (iii)$$

7.87 टाइरस उपग्रह 107 सेमी. व्यास और 56 सेमी ऊँचाई की एक बेलनाकार यन्त्र है, जिसका भार लगभग 130 कि ग्राम होता है। इसके साथ टेलीविजन कैमरा सलग्न होता है। इसके अतिरिक्त टेप रिकार्डर, ट्रांसमीटर, सोलर बैट्रिया तथा अन्य दूरमापी उपकरण भी होते हैं। टाइरस लगभग 800 किमी की ऊँचाई पर पृथ्वी की एक परिक्रमा 90 से 100 मिनट में पूरा करते थे। कैमरा लगभग 1200 वर्ग किमी. का क्षेत्र एक साथ दृष्टिगत रखता था।

निम्बस, एस्सा और आईटास उपग्रह अपेक्षाकृत अधिक विलम्ब उपकरणों से युक्त होते हैं।

टेलिविजन कैमरा पृथ्वी तल की ओर अभिविन्यस्त (oriented) होते हैं अतः बादलों के चित्र और स्वच्छ आकाश वाले भू-भागों में हिमाच्छादन, मरुस्थल तथा विस्तृत वनों के चित्र खींचते हैं। उपग्रह में इन्फ्रारेड बैंड के विकिरण का माप लेने के लिए भी उपकरण सज्जित होते हैं। इसमें मेघ या वायुमण्डल के तापमान का पता चल सकता है।

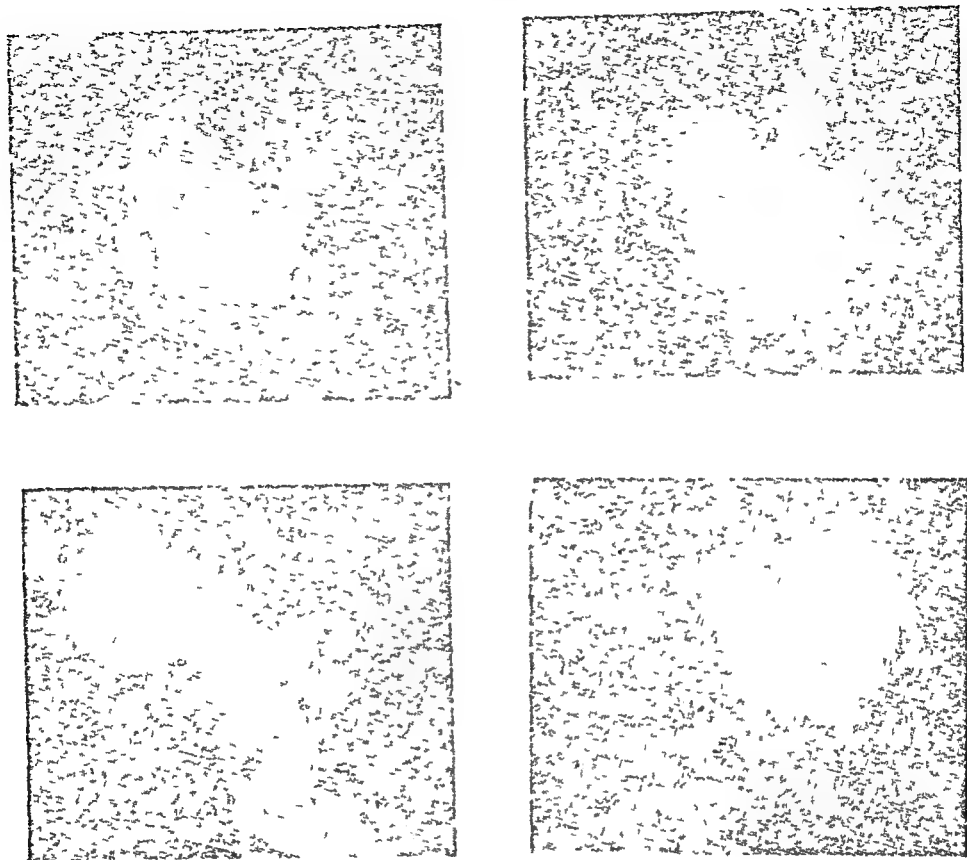
7 88 उपग्रह ट्रांस प्रेषित मेघ-चित्रों के मकेतो को, हर देश जब उसके ऊपर से उपग्रह गुजर रहा हो, धरती पर आही (रिसीवर) उपकरण द्वारा प्राप्त कर सकता है। इस उपकरण को ए०पी०टी० (आटोमेटिक पिक्चर ट्रांसमिशन) कहते हैं। एपीटी रिसीवर लगभग 1600 किमी त्रिज्या के क्षेत्र के फोटोग्राफ सीधा उपग्रह द्वारा प्राप्त करता है।

7 89 ए०पी०टी० केन्द्रों द्वारा प्राप्त मेघ-चित्रों से मेघ प्रकार और ऊँचाई, वायु दिशा तथा जेटधारा का ज्ञान भी प्राप्त किया जा सकता है। फोटोग्राफ की चमक, प्रतिरूप, (कोणिका युक्त, बैंड युक्त, रोमयुक्त आदि) गठन (रेशेदार, चिकना, गुम्बदाकार आदि) संरचना, आकृति तथा आकार के सूक्ष्म विन्लेपण से विभिन्न मेघ प्रकार पहचाने जाते हैं। यद्येष्ट अनुभव के आधार पर यह स्पष्ट हो गया है कि ए०पी०टी० मेघ-चित्रों के अध्ययन के लिए, मेघों को केवल तीन मुख्य प्रकारों में बाटना उपयुक्त है, ताकि वे एक दूसरे से अलग, सही-सही पहचाने जा सकें। ये प्रकार (1) कपासी मेघ (2) स्तरी मेघ (3) पक्षाभ मेघ हैं।

विकसित कपासी वर्षी मेघ, अपनी छाया वाले अघेरे भाग तथा निहाई आकृति के कारण सरलता से पहचान लिया जाता है।

मेघ रहित आकाश के नीचे हिमाच्छादित भू-भागों तथा रेगिस्तानों के चित्र भी बादलों की भांति ही सफेद और चमकीले दिखते हैं। किन्तु सामान्य भूगोल और समकालीन दाव प्रणालियों की जानकारी से इन्हें पहचान लेना सरल कार्य है। सूक्ष्म निरीक्षण से इनके प्रतिरूप और गठन का अन्तर भी नोट किया जा सकता है।

चक्रवाती तूफान में मेघ, वायुप्रवाह के प्रभाव से सर्पिल प्रतिरूप ग्रहण कर लेते हैं, जिनमें उन्हें आसानी से पहचाना जा सकता है। पर्याप्त विकसित अवस्था में चक्रवात की आँख (मेघ रहित) सर्पिल मेघ के चमकीले बैंड में एक काले बिन्दु की तरह स्थित रहती है। एक समुद्री चक्रवात के चार विभिन्न अवस्थाओं के फोटोग्राफ चित्र (7.20) में दिए गए हैं।



चित्र (7.20)

7.90 प्रेक्षकों के संग्रह और वितरण की संचार व्यवस्था

समकालीन आवश्यकताओं की पूर्ति के लिए ससार की हजारों वेधशालाओं तथा समुद्री जहाजों द्वारा लिए गए प्रेक्षणों का तुरन्त (2-3 घण्टे के भीतर) सभी पूर्वानुमान केन्द्रों को प्राप्त हो जाना अभीष्ट है। इसके लिए एक मजबूत दूर-संचार व्यवस्था अनिवार्य है।

भारत में सभी वेधशालाएँ प्रेक्षण लेने के तत्काल बाद उन्हें प्राथमिकता के भू लाइन तारों, बेतार, टेलीफोन अथवा टेलीप्रिन्टर्स द्वारा क्षेत्रीय मौसम केन्द्रों को प्रेषित कर देते हैं, जहाँ से वे टेलीप्रिन्टर और टेलेक्स परिपथ द्वारा सभी केन्द्रों को वितरित कर दिए जाते हैं। सभी क्षेत्रीय केन्द्र टेलीप्रिन्टर परिपथ द्वारा बम्बई स्थित मुख्य संचरण केन्द्र से जुड़े होते हैं।

अन्तर्क्षेत्रीय प्रसारण के लिए साथ-साथ ही सभी प्रेक्षण, नई दिल्ली स्थित अन्तर्क्षेत्रीय संचरण केन्द्र में एकत्र होते हैं। साथ ही रूस, वर्मा, मलाया, तथा सतलज

महामागरो के प्रेक्षण भी इस केन्द्र में प्राप्त है । उन सभी प्रेक्षणों को प्राप्त होने ही काफी शक्ति से यह अन्तर्द्वीपीय केन्द्र पुनः अमेरिका, यूरोप, अफ्रीका, जापान, आस्ट्रेलिया तथा अन्य देशों के लिये प्रसारित कर देता है । एशिया में दिल्ली की भी शक्ति टोकियो तथा गावारोवरक (रुम) में अन्तर्द्वीपीय संचरण देता और है ।

इसके अतिरिक्त, नई दिल्ली में एक 'उत्तरी गोलार्ध' गैलिय रिनिमथ केन्द्र है, जिसमें दिल्ली-मानको तथा दिल्ली-टोकियो के बीच टिमाणी रेखा है सिद्धांत की व्यवस्था है । संचार के कुल 5 रिनिमथ केन्द्र हैं, अर्थात्, मानको, नई दिल्ली, म्यूंबई और टोकियो, एक दूसरे में सीधे या परोक्ष रूप में जुड़े होते हैं और पूरे उत्तरी गोलार्ध की मौसम सामग्रियों का एक ही लक्षण और विश्लेषण करते हैं ।

उन प्रकार, कुछ घण्टों में पूरे उत्तरी गोलार्ध के मौसम प्रेक्षण नई दिल्ली में प्राप्त हो जाते हैं, जिन्हें मानचित्रों पर प्रतिबिम्बित करके मौसम चार्ट तैयार किया जाता है । इसी प्रकार पूना में हिन्द महासागर तथा अतिरिक्त गोलार्ध के प्रेक्षण प्राप्त कर के अंकित किए जाते हैं तथा मौसम चार्ट तैयार किए जाते हैं ।

7.91 मौसम मानचित्रों का अंकन

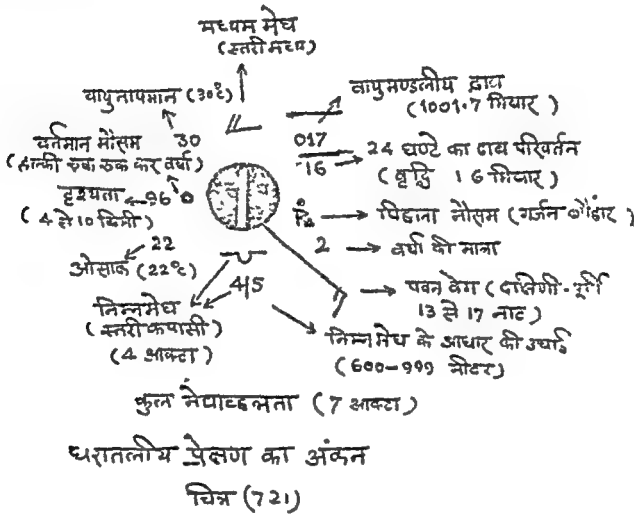
इसमें व्यापक मौसम प्रेक्षणों के दर्शित संचरण के लिये यह आवश्यक है कि प्रेक्षणों का मानक रूप में प्रतिबिम्बित किया हो । यह कार्य विश्व मौसम सेवाधिक सच के तत्वावधान में तैयार किए गए मानक मानचित्रों और प्रणाली द्वारा किया जाता है । ये कोड मौसम तालिकाओं में उन प्रकार प्रस्तुत हैं, जिनसे साधारण दोन-चाल की भाषा ।

उदाहरण के लिए भारतीय वेध शातांग, धरातलीय प्रेक्षणों के मुख्य तत्त्व इस प्रकार रिपोर्ट करती है ।

- (i) YYGG — दिनांक (YY) और प्रेक्षण का समय (GG)
- (ii) RRRD_L D_M — पिछले प्रेक्षण से बाद हुई वर्षा (मिमी) (RRR), निम्न और माध्यम मेघों के गति की दिशा प्रमत. D_L और D_M
- (iii) Nddff — कुल मेघाच्छन्नता का मान (अष्टमांशों में) (N), वायु की दिशा (dd) और गति (ff)
- (iv) VVwwW — दृश्यता का मान (VV), वर्तमान मौसम अवस्था (ww) तथा पिछला मौसम (W)
- (v) PPPTT — वायुदाब (PPP) तथा तापमान (TT)
- (vi) NhC_L hC_MC_H — निम्न मेघों की मात्रा (Nh) निम्न मेघ प्रकार (C_L), निम्नतम मेघ की ऊँचाई (h) मध्यम मेघ प्रकार (C_M) तथा उच्चमेघ प्रकार (C_H)
- (vii) T_dT_d9P₂₄P₂₄ — शीतलक (T_dT_d) तथा पिछले 24 घण्टों में दावान्तर (P₂₄P₂₄)

(viii) $7RR \frac{T_n T_n}{T_x T_x}$ — वर्षा की मात्रा सेमी में (RR) जो RRR में दिए गए वर्षा को प्रमाणित करने के लिए प्रयुक्त होती है, निम्नतम तापमान ($T_n T_n$) या उच्चतम तापमान ($T_x T_x$)

इन कोडित प्रेक्षणों को मौसम भानचित्रों में यथा स्थान एक मानकीकृत माडल की आकृति में प्रकित करते हैं। उपर्युक्त प्रकार के प्रेक्षणों के लिए निम्नांकित माडल प्रयुक्त होता है।



विभिन्न प्रकार के प्रेक्षणों, जैसे जहाजों के प्रेक्षण, पायलट गुंवारा प्रेक्षण, रेडियो सौन्दे, राडार तथा उपग्रहों के प्रेक्षणों आदि के लिए अलग-अलग प्रकार के कोड निर्धारित किए गए हैं।

7.92 उदाहरण

एक समाकालीन मौसम सदेश का वास्तविक नमूना इस प्रकार है
0303 0202 70215 60910 95612 04825 42464 20953

सामान्य भाषा में इसका तात्पर्य निम्नांकित है।

पहला ग्रुप 0303 महीने की तीसरी तारीख और 03 जी.एम.टी. (0830 भारतीय मानक समय) व्यक्त करता है।

RRR (020) वर्षा (पिछले 24 घंटों में) 020 मिमी

DL (2) निम्न मेघों की गति की दिशा-पूर्वी

DM (1) मध्यम मेघों की दिशा-अनिश्चित

N (6) कुल मेघच्छन्नता-6 अष्टमांश

dd (09) वायु दिशा-पूर्वी (090 अंश)

ff (10) धरातलीय वायुगति-(10 नाट)

VV (95)	धरातलीय दृश्यता-2000 ते 4000 मीटर
ww (61)	वर्तमान मौसम-प्रतिरत वर्षा
W (2)	पिछला मौसम-प्राये मे प्रतीत प्रत्यान भेता-प्रत्य
PPP (048)	वायुदाब-1004.8 मिलीबार
TT (25)	तापमान = 25°C
Nh (4)	निम्न मेघों मे भेता-प्रत्यता = 4 मीटरमात्र
CL (02)	निम्न मेघ का प्रकार-श्री विस्तार का नता-नी
h (4)	निम्न मेघ के प्रकार की उंचाई-300-500 मीटर
CM (6)	मध्यम मेघ का प्रकार-म नता-नी
CH (4)	उच्च मेघ का प्रकार-प्रत्यता
TdFd (20)	आर्द्रता = 20°C
P ₂₁ P ₂₁ (53)	दिने 24 घंटा मे बार का परिवर्तन -- = 0.3 मिमीबार
RR (02)	दिने 03 ऑ.एम.की उंचाई (मी) मे = 2 मी
TnTn(15)	निम्नतम तापमान = 15°C

वायु राशियां और वाताग्र

(Airmasses and Fronts)

8.10 वायु राशि (Airmass)

हवा के भौतिक गुण मुख्यतः उसके तापमान और आर्द्रता पर निर्भर करते हैं। प्रायः कुछ सौ या कभी-कभी कुछ हजार वर्ग किलोमीटर के क्षैतिज विस्तार की वायु में, ये तत्व लगभग समान पाए जाते हैं। क्षैतिज रूप से विस्तृत, मोटी तह वाली हवा की एक बड़ी राशि, जिसके भौतिक गुण, जैसे तापमान, आर्द्रता, द्रव्यमान आदि का क्षैतिज आवृत्तन, न्यूनधिक समान हो, वायु राशि कहलाती है। जहाँ से उपर्युक्त भौतिक गुणों में एकाएक असमानता प्रगट होने लगती है, वही वायु राशि की सीमा समझी जाती है। किसी स्थान की वायु राशि के, समान भौतिक गुणों से युक्त होने का कारण यह है कि एक ही स्थान पर, जिसे स्रोत-क्षेत्र कहने हैं, वायु राशि को पर्याप्त समय तक स्थिर रहना पड़ता है। इस स्थिरता के कारण वायु राशि की निम्न तह, अपने नीचे के धरातल के भौतिक विशेषताओं को ग्रहण कर लेती है, जो कालान्तर में ऊपर की तहों तक पहुँच जाती है। यह प्रक्रम पूरा होने में प्रायः 4-5 दिन लग जाते हैं, परन्तु इसके लिए यह आवश्यक है कि वायु राशि के नीचे की सतह स्वयं पर्याप्त सम (homogeneous) हो। विस्तृत थल या जल के भाग प्रायः वायु राशियों के लिए अच्छे स्रोत क्षेत्र बन सकते हैं।

उच्च दाब क्षेत्र साधारणतः पूर्ण रूप में या तो थल पर या महासागरों पर विस्तृत रहते हैं। इनमें अवतलन प्रवाह के कारण, वायु स्वतः जल या थल के सम सतह पर फैलती जाती है तथा धीरे-धीरे सतह के भौतिक गुण प्राप्त कर वायु-राशि का रूप धारण कर लेती है। इसके विपरीत निम्न दाब क्षेत्र में, जहाँ अभिसरण और आरोही वायु धाराएँ प्रमुख होती हैं, ऊपर उठती वायु सदा नवीन वायु द्वारा विस्थापित होती रहती है। इस प्रकार निम्न दाब क्षेत्र की वायु अपने भौतिक गुण तेजी से बदलती रहती है, अतः वायु-राशियाँ जनित करने में असमर्थ हैं। पृथ्वी पर स्थित स्थायिवत् उच्चदाब क्षेत्र ही वारतव में वायु राशि जनित करने के मुख्य स्रोत हैं।

8.11 वायु राशियाँ अपने स्रोत क्षेत्रों को छोड़कर दूसरे क्षेत्रों पर से गुजरते समय अपने गुणानुसार उस क्षेत्र का मौसम परिवर्तित करती जाती हैं तथा स्वयं भी प्रतिक्रिया स्वरूप परिवर्तित होती रहती हैं। किसी वायु राशि की प्रकृति तथा उसके भौतिक गुण निम्नांकित बातों पर निर्भर करते हैं :

(1) स्रोत क्षेत्र (source-region)

पृथ्वी के वे विस्तृत और सम क्षेत्र जहाँ से वायु राशि अपने मौलिक भौतिक गुणों को आत्मसात करती है, स्रोत-क्षेत्र कहलाते हैं।

(2) वायु राशि का मार्ग

पर्याप्त दूर चलने के बाद विभिन्न प्रकृति और गुणों में युक्त सतह से गुजरने के कारण, वायु-राशि के सगठन (Composition) में पर्याप्त परिवर्तन आ सकता है।

(3) वायु राशि की आयु

वह समय जो वायु राशि, स्रोत स्थल में अन्तिम स्थान तक की यात्रा में लगाती है, वायु-राशि की आयु कहलाती है। यात्रा के दौरान विभिन्न सतहों के सम्पर्क में आने से तथा दाव प्रणालियों द्वारा विधुव्य होते रहने में, वायु राशि नए नए अपने मौलिक गुण खोती रहती है और एक स्थल पर उसके तमाम मौलिक गुण ग्रामग्राम के वायु मण्डल में, इस प्रकार विलीन हो जाते हैं कि इस वायु राशि को अलग करके पहचान पाना सम्भव नहीं हो पाता। यही उसके मात्रा का अन्तिम स्थल माना जाता है।

8.12 स्रोत क्षेत्र की प्रकृति

वायु राशि में तापमान और आर्द्रता की क्षैतिज समता एक अनिवार्य विशेषता है। इसके लिए स्रोत क्षेत्रों की एक विस्तृत सम सतह होनी आवश्यक है, जो सामान्यतः स्थायिक दाव प्रणालियों में ही पायी जाती है।

यदि वायु-राशि इस प्रकार की सतहों पर 3 से 5 दिन तक स्थित रहे, तो विकिरण और विधुव्य मिश्रण द्वारा वायु राशियों में इन गुणों का समन्वित तह-दर-तह होता जाता है। इन क्रिया के लिए विशेष सुविधाजनक स्थिति यह है कि वहाँ के भूमि तल की हवा का सामान्य प्रवाह बहुत धीमा और वर्तमान प्रवाह असमरण की विशेषताओं से युक्त हो। प्रणम्य युक्त वायु की गति, सतह पर फँसने की प्रवृत्ति के कारण अविरत सम होने का सुविधा पा सकेगी। इसके विपरीत अभिसरण (Convergent) प्रवाह में तापमान विरोध (Contrast) अधिक होने के कारण वायु विधुव्य होकर ऊपर उठनी रहेगी जिसके स्थान पर नई नई वायु राशियाँ अभिसरित होकर समान हवाओं का सिलसिला जारी रखेगी।

अतः स्पष्ट है कि वायु राशियों के सबसे उत्तम स्रोत क्षेत्र पृथ्वी के वे स्थायित्व उच्च दाव क्षेत्र ही बन सकते हैं, जो पर्याप्त सम सतह पर जनित हुए हों।

8.13 जल और थल के विपर्यास के कारण, प्रतिचक्रवातों की स्थितियाँ ग्रीष्म और शीत काल में अलग-अलग पाई जाती हैं। इसी कारण वायु-राशियों के स्रोत क्षेत्र भी ऋतुओं के अनुसार ही पाये जाते हैं। सर्दियों में प्रतिचक्रवात मुख्यतः महाद्वीपीय क्षेत्रों में स्थित होते हैं, जबकि गर्मियों में महासागरीय क्षेत्रों की ओर स्थानान्तरित हो जाते हैं और इनकी तीव्रता भी अपेक्षाकृत बहुत कम हो जाती है।

8.14 उत्तरी गोलार्द्ध के स्रोत क्षेत्र—सर्दियों में

उत्तरी गोलार्द्ध में शीत ऋतु में वायु राशियों के निम्नांकित 8 प्रमुख स्रोत क्षेत्र हैं —

(1) आर्कटिक क्षेत्र (Arctic region)

ये आर्कटिक क्षेत्र (ध्रुवीय क्षेत्रों का उत्तरी भाग 70-90° अक्षांश) के तुपार और हिम से ढके वे भाग हैं जहाँ ध्रुवीय प्रति चक्रवात स्थायी रूप से स्थित होता है। यहाँ अवतलन प्रवाह प्रमुख होता है, हवा बहुत धीमी तथा साधारणतः उत्तर दिशा में बहती है और वायु-राशि लम्बे समय तक अति शीतल सतह के सम्पर्क में रही होती है। हिम क्रिस्टल कूहरा इस वायु राशि की प्रमुख जलोत्काए (hydro-meteor) है। वायु-राशि से कभी-कभी स्तरी मेघ बन जाते हैं। यह वायु-राशि प्रबल रूप से स्थायी होती है।

(2) ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र (Polar Continental region)

महाद्वीपीय उच्च दाब क्षेत्र के अन्तर्गत ये तुपार से ढके थल भाग हैं, जहाँ अत्यन्त शीतल, शुष्क और स्थायी वायु-राशि जनित होती है। वायु धीमी तथा उत्तरी दिशा वाली होती है। ताप दर बहुत कम होना है तथा भूमि तल व्युत्क्रमण साधारणतः प्रबल होता है। कनाडा तथा उत्तरी यूरोप और एशिया के तुपार युक्त भूभाग, इस प्रकार के क्षेत्र हैं। ये क्षेत्र प्रायः 55 अंश अक्षांश से ऊपर ही मिलते हैं।

(3) महासागरीय उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्र (Tropical maritime region)

ये मुख्यतः दो क्षेत्र हैं (i) प्रशान्त महासागर और (ii) अटलांटिक महासागर जो उप उष्ण कटिबन्धीय प्रतिलक्षणा के प्रभाव क्षेत्र में पड़ते हैं। इसके अतिरिक्त अन्य खाडिया तथा जलीय भाग भी इसी प्रकार के स्रोत क्षेत्र हैं, जो महासागरीय उष्ण तथा नम वायु राशियाँ जनित करते हैं। ये स्रोत क्षेत्र प्रायः 40 से 45 अक्षांशों के बीच सीमित हैं। उप उष्णकटिबन्धीय प्रतिलक्षणा के पश्चिमी भागों में वायु राशि अस्थायी होती है, जिसके फलस्वरूप वहाँ कपासी मेघ सामान्य होते हैं। परन्तु पूर्वी किनारों पर वायु राशि स्थायी होती है और अवतलन प्रवाह प्रमुख होता है।

धैतिज वायु प्रवाह बहुत धीमा तथा प्रायः पड़ुवा होता है।

(4) उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपीय क्षेत्र

उत्तरी अफ्रीका के विस्तृत मरुस्थल पर सर्दियों में प्रतिलक्षणा प्रवाह प्रमुख रहता है, जो शुष्क, अपेक्षाकृत उष्ण तथा ऊपर से स्थायी वायु राशियों का प्रजनन करता है। इस वायु राशि में साधारणतः आसमान स्वच्छ रहता है। अफ्रीका का यह क्षेत्र प्रायः 20 से 40 अंश उ० अक्षांशों के बीच सीमित है।

(5) और (6) संक्रमण के क्षेत्र (Region of transition)

ये दो क्षेत्र हैं (i) वह क्षेत्र जहाँ, अतिशीतल आर्कटिक और ध्रुवीय वायु राशियाँ ठण्डी महासागरीय धाराओं के ऊपर से बहती हैं। (ii) वह क्षेत्र, जहाँ आर्कटिक और ध्रुवीय राशियाँ उष्ण महासागरीय धाराओं के ऊपर से प्रवाहित होती

है। इस अवस्था में ये शीतल हवाएँ तेजी से परिवर्तित होती हैं। ये तापमान तथा आर्द्रता का लाभ करती हैं, जिनके परिणामस्वरूप उनमें अस्थायित्व का गुण आ जाता है। इस प्रकार के मन्त्रमण क्षेत्रों में कपासी मेघ और बौद्धार युक्त वर्षा सामान्य घटना हैं। वायु प्रवाह उन क्षेत्रों में प्रायः उत्तरी होती है।

इस प्रकार के स्रोत क्षेत्रों की एक विशेषता यह भी है कि ये प्रमुख रूप से उच्च दाब क्षेत्र न होकर, अपेक्षाकृत निम्न दाब क्षेत्र होते हैं। ऐसे मन्त्रमण क्षेत्र 55 से 70 अक्षांशों के बीच पड़ने वाले सामान्य क्षेत्र होते हैं।

(7) विपुल रेखीय क्षेत्र

यह व्यापारिक हवाओं के बीच की अत्यन्त समान प्रवृत्ति की विपुल रेखीय पेटिका है, जिसका अधिकांश भाग महासागरीय है। परिणामस्वरूप उन क्षेत्र में उत्पन्न वायु राशियाँ उष्ण, अत्यधिक आर्द्र तथा अस्थायित्व के गुणों में युक्त होती हैं। ये क्षेत्र उत्तरी गोलार्द्ध में 8 से 10 अक्षांश के मध्य स्थित हैं, जो प्रमुख रूप से निम्न दाब प्रणालियों से प्रभावित रहते हैं। इन क्षेत्र में उष्ण और धूमिल पूर्वी हवाएँ चलती हैं। ऊर्ध्व विस्तार के मेघ तथा उनसे सम्बन्धित भूभा और तीव्र वर्षा इस क्षेत्र की सामान्य विशेषताएँ हैं।

(8) मानसून क्षेत्र

ये शीत मानसून प्रकार की एक विशिष्ट वायु-राशि के जनक क्षेत्र हैं, जो दक्षिण तथा दक्षिणी-पूर्वी एशिया में विस्तृत हैं। शीत मानसून वे ठण्डी और शुष्क हवाएँ हैं, जो उच्च अक्षांशों के महाद्वीपीय भागों में चलकर, प्रतिचक्रवाती प्रवाह के प्रभाव में भारत और दक्षिणी-पूर्वी एशिया में बहती हैं। इसी वायु राशियों के कारण इन क्षेत्रों की सर्दियाँ ठण्डी और शुष्क होती हैं।

8. 15 उत्तरी गोलार्द्ध के स्रोत क्षेत्र-गर्मियों में

गर्मियों में जल और धूल के तापमान-विपर्यास में पर्याप्त कमी आ जाती है। निम्न और उच्च अक्षांशों के बीच भी तापमान-प्रवणता घट जाती है। परिणामस्वरूप प्रतिचक्रवाती प्रवाह मंद हो जाता है और वायु राशियों के स्रोत-क्षेत्र सर्दियों की तुलना में सामान्यतः कमजोर पाए जाते हैं। उत्तरी गोलार्द्ध की गर्मियों में 6 प्रमुख स्रोत क्षेत्र पाए जाते हैं।

(1) आर्कटिक क्षेत्र

सर्दियों के आर्कटिक स्रोत क्षेत्र, सामान्यतः गर्मियों में भी अपरिवर्तित रहते हैं। किन्तु ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र और उत्तर की ओर सिमट जाते हैं, क्योंकि महाद्वीपीय क्षेत्रों से ध्रुवीय प्रतिचक्रवात हट कर प्रमुख रूप से आर्कटिक क्षेत्रों पर ही केन्द्रित हो जाते हैं। अतः आर्कटिक वायु राशि की सीमा उष्ण और आर्द्र हवाओं से घिर जाती है। आर्कटिक वायु राशियों में कुहरे तथा स्तरी मेघ की घटनाएँ प्रचुरता से देखी जाती हैं।

(2) ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र

ध्रुवीय महाद्वीपीय ठण्डी हवाओं का प्रजनन क्षेत्र, सिमट कर एक संकीर्ण बैंड में केवल उत्तरी कनाडा और साइबेरिया के थल भागों में सीमित रह जाता है। यह वास्तव में उष्ण कटिबन्धीय और आर्कटिक वायु-राशियों के बीच एक पतली तह है।

(3) उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपीय क्षेत्र

सम्पूर्ण एशिया तथा अफ्रीका और दक्षिणी यूरोप के विस्तृत उष्ण और शुष्क भू-भाग, उष्ण व शुष्क वायु राशियों के प्रमुख जनक क्षेत्र हैं। उत्तरी अमेरिका में मिसिसिपी के पश्चिम में स्थित शुष्क भू-भाग भी इसी प्रकार की वायु राशियाँ जनित करते हैं। ये वायु-राशियाँ उच्चतर वायु मण्डल में स्थायी रहती हैं और अवक्षेपण के लिए सर्वथा प्रतिकूल परिस्थितियाँ रखती हैं। 20 से 40 अंश अक्षांशों के बीच इन्हीं क्षेत्रों में संसार के मुख्य मरुस्थल स्थित हैं।

(4) उष्ण कटिबन्धीय महासागरीय क्षेत्र

ये वे महासागरीय क्षेत्र हैं, जहाँ उप उष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवात उत्तर दिशा में स्थानान्तरण के बाद स्थापित हो जाते हैं। सर्दियों की अपेक्षा गर्मियों में ये स्रोत-क्षेत्र अधिक विस्तृत होते हैं। सर्दियों की अपेक्षा इस ऋतु में महासागरीय वायु राशियों का तापमान अधिक पाया जाता है। इन महासागरीय क्षेत्रों का उत्तरी भाग, विशेष रूप से प्रतिचक्रवातों के पूर्व में पड़ने वाले भाग, इस प्रकार की वायु-राशियाँ जनित करते हैं जो उच्चतर वायु में स्थायी और शुष्क होती हैं। यह परिस्थिति अवक्षेपण प्रक्रमों पर प्रतिकूल असर डालती है। दक्षिणी भाग अस्थायी प्रकार की वायु राशियाँ जनित करते हैं, जो मेघ विस्तार तथा वर्षा की परिस्थितियों के लिए बहुत अनुकूल होती हैं।

(5) विषुवद रेखीय क्षेत्र

सर्दियों की अपेक्षा यह क्षेत्र सूर्य के स्थानान्तरण के कारण, और उत्तरी अक्षांशों तक विचित्र होता है। चूँकि इस क्षेत्र में महासागरीय भाग प्रमुख हैं, अतः अत्यन्त उष्ण, नम तथा अस्थायी वायु-राशियाँ जनित होती हैं जो नपामी समुदाय के मेघ और तटित भौंका युक्त अवक्षेपण की भूँटी सी लगा देती हैं।

(6) मानसून क्षेत्र

भारत तथा दक्षिणी-पूर्वी एशिया के भू-भाग, जो सर्दियों में प्रतिचक्रवाती प्रवाह के प्रभाव क्षेत्र में ठण्डी और शुष्क हवाएँ जनित करते हैं, गर्मियों में तोष निम्न दाब क्षेत्र के प्रभाव में आ जाते हैं। निम्न दाबों के प्रवाह में इन क्षेत्रों के ऊपर विषुवद रेखीय अक्षांशों की महासागरीय उष्ण और नम हवाएँ, मानसून वायुओं के रूप में बहती हैं तथा अत्यधिक वर्षा उत्पन्न करती हैं। इस प्रकार, मानसून क्षेत्र सर्दियों और गर्मियों में सर्वत्र विपरीत वायु-राशियों के प्रभाव में होते हैं।

8 20 वायु राशियों का वर्गीकरण

वायु राशियों की मौसम सम्बन्धी विशेषताएँ उनके स्रोत-क्षेत्रों पर ही प्रमुख रूप से निर्भर करती हैं। किन्तु कुछ सीमा तक इन विशेषताओं में अन्य प्रभावों के अधीन भी परिवर्तन होते रहते हैं, विशेषकर उन वायु राशियों में, जो स्रोत-क्षेत्र को छोड़ कर पर्याप्त दूर तक की यात्रा करती हैं।

स्रोत-क्षेत्रों की भौगोलिक स्थितियों के आधार पर, वायु राशियाँ मुख्य रूप से दो वर्गों में रखी जा सकती हैं

(1) 'ध्रुवीय वायु' राशियाँ (P)—आर्कटिक स्रोत-क्षेत्रों की वायु राशियाँ भी, इनमें एक सशोधित रूप में सम्मिलित हैं।

(2) उष्ण कटिबन्धी वायु राशियाँ (T)—विपुल रेग्यीय और मानसून क्षेत्रों में जनित होने वाली वायु राशियाँ इनमें सम्मिलित हैं जो अस्थायी उष्ण कटिबन्धीय हवाओं के रूप में समझे जा सकती हैं।

P और T वायु राशियों को महाद्वीपीय (c) और महासागरीय (m) हवाओं में, उद्गम के अनुसार, पुनः उप विभाजित किया जा सकता है। 'c' संकेत से युक्त वायु राशियाँ महाद्वीपीय मूल की होने के कारण शुष्क तथा 'm' संकेत वाली वायु राशियाँ महासागरीय उद्गम के कारण आर्द्र और वर्षा उत्पन्न करने की विशेषताओं से युक्त होती हैं।

इस प्रकार, स्रोत-क्षेत्रों के प्रकार के आधार पर निम्नांकित चार प्रमुख वायु राशियाँ पाई जाती हैं :—

(i) cP—ध्रुवीय महाद्वीपीय

(ii) mP—ध्रुवीय महासागरीय

(iii) cT—उष्ण कटिबन्धी महाद्वीपीय

(iv) mT—उष्ण कटिबन्धी महासागरीय

8 21 वायु राशियों की प्रकृति में परिवर्तन, उनकी यात्राओं के दौरान होता रहता है। इन परिवर्तनों के दो मुख्य कारण होते हैं—

(1) ऊष्मा गतिकी (Thermodynamic) (2) यान्त्रिकी (mechanical)

(1) ऊष्मागतिकी परिवर्तन

वायु राशि और उसके नीचे की सतह के बीच ऊष्मा का स्थानान्तरण, वायु राशियों के गुणों में परिवर्तन उत्पन्न करने का प्रमुख ऊष्मा गतिक कारण है। जब सतह वायु राशि की अपेक्षा उष्ण होती है तो ऊष्मा का संचार सतह से वायु राशि में होता है। फलतः वायु राशि उत्तरोत्तर अधिक अस्थायी होती जाती है। ऐसी वायु राशियों को संकेत 'k' से प्रकट किया जाता है, जिसका तात्पर्य है कि 'k' नाम वाली वायु राशि अपने निचले भूसतह की अपेक्षा ढंडी है।

इसी प्रकार, उन वायु राशियों को 'w' संकेत से प्रकट किया जाता है, जो अपने नीचे के उस पृथ्वी तल की अपेक्षा उष्ण होती हैं, जिस पर वे गति कर रही

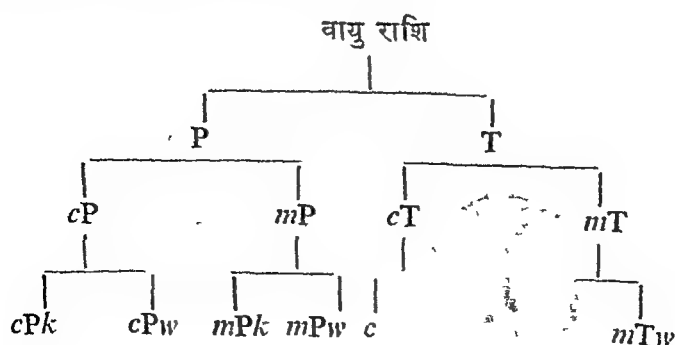
हैं। इसमें ऊष्मा का संचार वायु राशि से पृथ्वी तल की ओर होता है, फलतः वायु राशि में शीतलन होता है जिससे स्थायित्व का गुण आता जाता है।

अतः k और w वायु राशियां अपनी यात्रा के दौरान क्रमशः नीचे से गर्म और ठंडी होती रहती हैं। किसी स्थान पर वायु राशि में परिवर्तन की कुल मात्रा, इस बात पर निर्भर करती है कि अपने स्रोत से उस स्थान तक वायुराशि किस गति से और कितनी दूरी तय कर चुकी है तथा इस बीच वह जिन-जिन मतहों से गुजरती है, उनकी प्रकृति (मुख्यतः उष्णता) क्या है? उष्ण मतहों के ऊपर से गुजरने वाली हवा में स्थायित्व जनित होता जाता है, जिससे नमी की अनुकूल परिस्थितियों में वर्षा उत्पन्न हो सकती है।

किन्तु वायु की ताप कुचालकता के कारण उष्मण या शीतलन, वायु राशि में नर्वच नहीं आ पाता है। वायु राशियों की निचली तहें सर्वाधिक प्रभावित होती हैं। यही कारण है कि जब वायुराशि ठंडी मतह से गुजरती है, तो मतही हवा कणकपी पैदा करने वाली गीत लहर की तरह चलती है। ऐसी वायु राशियों में सामान्यतः व्युत्क्रमण तह भी जनित हो जाती है, जो स्थायित्व की मात्रा बढ़ाने में सहयोग देती है। एक कारण यह भी है कि ठंडी मतहों से गुजरने वाली वायु राशि में भवर या विक्षोभ बुलबुले नहीं उत्पन्न हो पाते, जिससे शीतलन प्रभाव अधिक ऊपर तक ले जाने का कोई साधन नहीं मिलता और शीतलन केवल निचली तहों तक ही सीमित रह पाता है। लेकिन उष्ण मतहों से गुजरने वाली वायु राशियों में नीचे से ऊष्मा संचार के कारण उत्पन्न बुलबुले, ऊपर तक ऊर्ध्व मिश्रण तथा सवहन अपेक्षा-वृत्त अधिक ऊँचाई तक उष्मण प्रभाव खींच ले जाते हैं। इसके अतिरिक्त, उष्मण या शीतलन प्रभाव की व्यापकता मतहों के तापमान और प्रकृति पर भी निर्भर करती है।

यदि वायु-राशि जल मतहों से गुजरती है, तो w या k विशेषताओं के कारण वाष्पीकरण या सघनन द्वारा वायु राशि की प्रारद्रता में भी परिवर्तन सम्भव है।

k और w संकेत वर्जमान द्वारा निर्धारित किए गए हैं, जिन्हें उपर्युक्त चार प्रमुख वायु राशियों में प्रत्येक के साथ सलग्न किया जा सकता है। इस प्रकार वायु राशियों के निम्नांकित 8 वर्गीकरण प्राप्त हुए —



8.22 यान्त्रिकी परिवर्तन

केवल धरातलीय उष्मन या शीतलन, वायुराशि की मौसम उत्पन्न करने की प्रवृत्ति निश्चित नहीं करता। जैसे, गर्म सतह से गुजरने वाली वायुराशि में, उष्मन के कारण निम्न तहों में उत्पन्न अस्थायित्व, नमी के वाष्पद, वर्षा जनित नहीं कर सकता यदि उच्चतर हवा में अवतलन प्रवाह प्रमुख हो। अतः उच्चतर वायु मण्डलीय परिस्थितियाँ भी वायु राशि की प्रकृति निश्चित करने में महत्वपूर्ण भूमिका निभाती हैं। इसके अतिरिक्त उर्ध्व वायु गति तथा विभिन्न तापमान की हवाओं के अभिवहन भी अपना प्रभाव डालते हैं।

यह विचार निश्चित रूप से वायु राशियों के वर्गीकरण को प्रभावित करता है। फलतः पेटरसन ने दो और संकेत निर्धारित किए हैं, जो उपर्युक्त 8 वर्गों में प्रत्येक के साथ संलग्न किए जा सकते हैं। ये संकेत निम्नांकित हैं :—

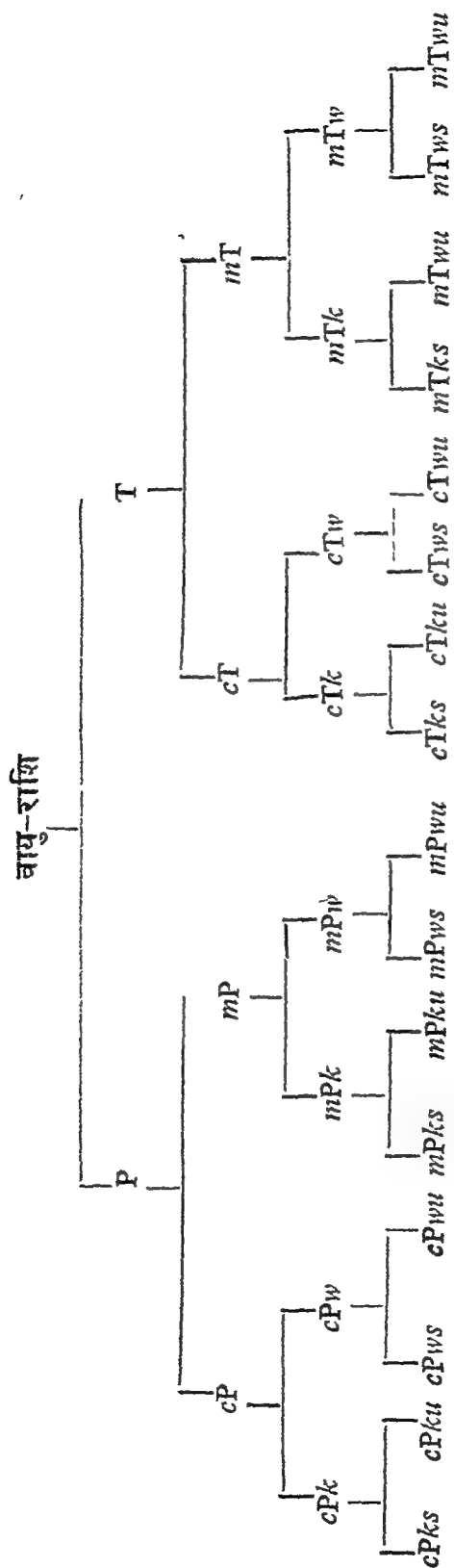
(i) s -स्थायी स्तरण (stable stratification) और (ii) u -अस्थायी स्तरण (unstable stratification)।

s उच्चतर स्तर पर स्थायित्व की ओर संकेत करता है। यह स्थिति, या तो प्रतिचक्रवाती प्रवाह से सम्बन्धित अवतलन प्रवाह में उत्पन्न होती है, या उच्चतर स्तर में उष्ण हवाओं के अभिवहन से।

इसी प्रकार, संकेत u का तात्पर्य उच्चतर स्तर पर, अस्थायित्व से है। यह स्थिति उन क्षेत्रों में हो सकती है, जो तीव्र चक्रवाती प्रणालियों के प्रभाव में हों, या जहाँ उच्चतर वायुमण्डल में ठंडी हवाओं का यथेष्ट अभिवहन होता हो।

इस प्रकार सामान्यतः, विशेषताएं s और u क्रमशः प्रतिचक्रवाती और चक्रवाती दाब प्रणालियों से सम्बन्धित पाई जाती हैं।

8.23 उपर्युक्त धारणाओं के आधार पर वायु राशियों का कुल वर्गीकरण निम्नांकित व्यवस्था द्वारा प्रस्तुत किया जा सकता है, जो एच० सी० विल्सेट द्वारा तैयार की गई है।



प्राकटिक हवाये सञ्चित ध्रुवीय हवाओं के समूह में रगी जाती है तथा विषुव रेखीय और मानसून हवाये mTu संकेत द्वारा व्यक्त की जाती हैं, जो निम्न-दाव प्रवाह में बहती उष्ण कटिबन्धीय महासागरीय अस्थायी हवाओं को प्रदर्शित करता है। ' mTu ' वायु राशियों की सभी परिस्थितियाँ वर्षा के अनुकूल होती हैं। अतः विषुव रेखीय क्षेत्र सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं।

8.24 वायु राशि प्रकारों का संक्षिप्त परिचय

संकेत P, T, c, m, k, w, s और u की व्याख्याएँ ऊपर दी जा चुकी हैं; इनके विभिन्न संयोगों से वायु राशियों के उपर्युक्त 16 प्रकार प्राप्त हुए, जिनकी व्याख्या संकेतों के अनुरूप, उनके नाम से ही स्पष्ट है। उदाहरण के लिए, कुछ वायु राशियों की व्याख्या नीचे की गई है।

(1) cPk_s —शीतल और शुष्क महाद्वीपीय वायु राशि, जो धरातलीय ऊष्मन के कारण निचली तहों में अस्थायी तथा अवतलन के कारण उच्चतर तहों में स्थायी है।

(2) $cPku$ —शीतल, शुष्क और अस्थायी महाद्वीपीय वायु राशि। अस्थायित्व अतः धरातलीय ऊष्मन में जनित होता है, और त्रणत तीव्र चक्रवाती प्रवाह के कारण। फलस्वरूप, शुष्क आरोही धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं।

(3) $cPws$ —शीतल, शुष्क और स्थायी महाद्वीपीय वायु राशि जो निचली तहों में धरातलीय शीतलन तथा उच्च तलों में अवतलन के कारण स्थायी होती है।

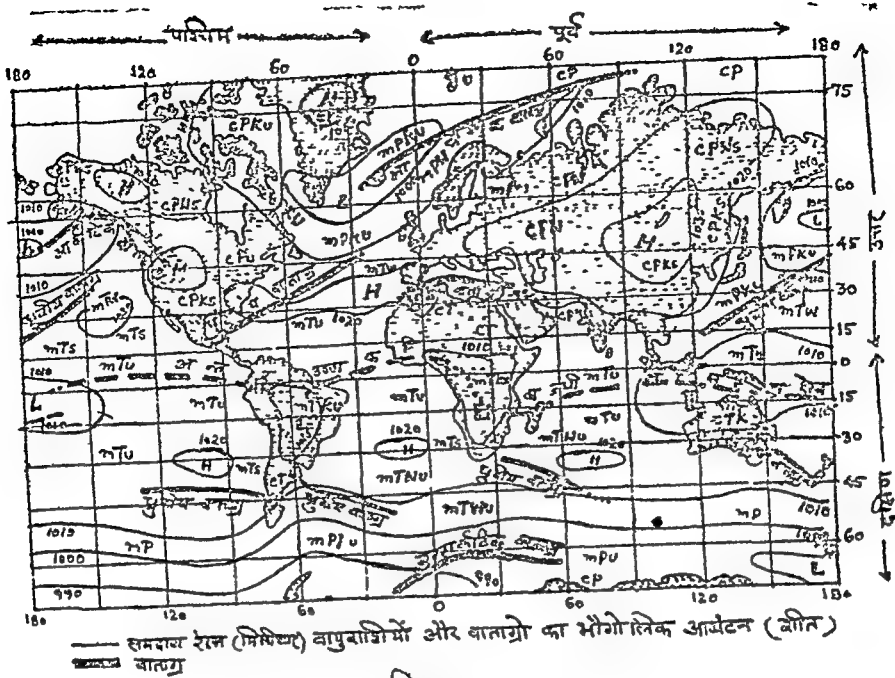
(4) $cPwu$ —शीतल और शुष्क महाद्वीपीय वायु राशि-जो धरातलीय शीतलन के कारण निचली तहों में स्थायी होती है किन्तु अवतलन प्रवाह की उपस्थिति में उच्चतर तहों में अतिप्रवण (Steep) ह्राम दर पाई जाती है।

$mPws, mPk_s, mPku$ और $mPwu$ वायु राशियाँ, ध्रुवीय महाद्वीपीय वायु राशियों से केवल इतना अन्तर रखती हैं, कि महासागरीय मूल की होने के कारण, इनमें आर्द्रता तथा तापमान अपेक्षाकृत अधिक होता है।

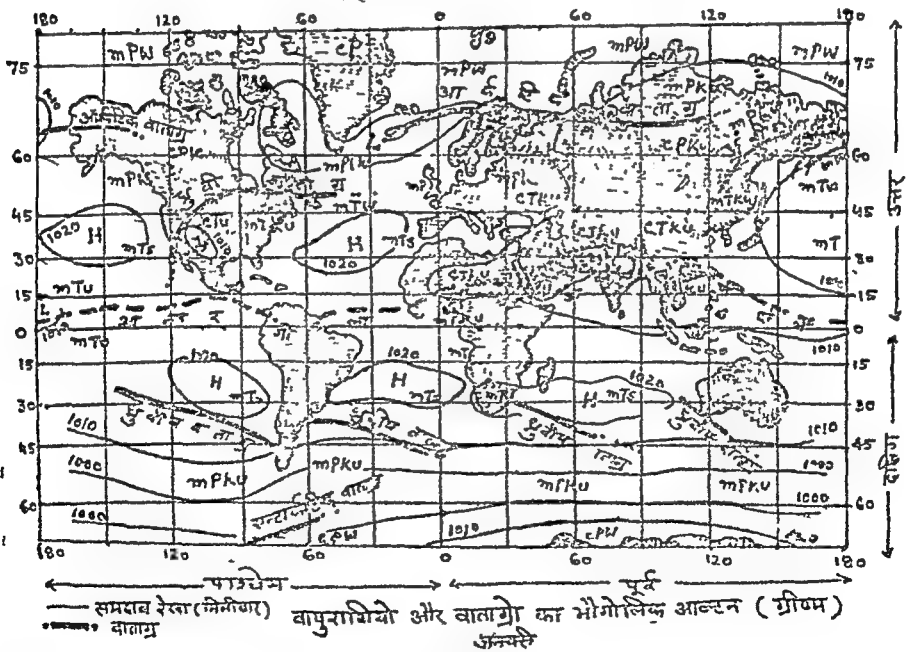
इसी प्रकार, उष्ण कटिबन्धीय वायुराशियाँ हर तह में उच्च तापमान की विशेषता रखती हैं। उष्ण कटिबन्धीय, महाद्वीपीय हवाएँ शुष्क तथा महासागरीय हवाएँ अत्यधिक नम होती हैं। इन गुणों के साथ k, w, s और u की विशेषताएँ संलग्न करके, अन्य प्रकारों की व्याख्या भी उपर्युक्त विधि से की जा सकती है।

इन 8 संकेतों में गुणानुसार जितने संकेतों की आवश्यकता हो, उनके संयोग से सभी प्रकार की वायु राशियाँ वर्णित की जा सकती हैं।

8.25 उत्तरी गोलार्द्ध में वायु राशियों का भौगोलिक आवंटन शीत और ग्रीष्म ऋतुओं के लिए अलग-अलग चित्रों (8.1 और 8.2) में प्रदर्शित किया गया है।



चित्र (६.१)



चित्र (६.२)

८.३० एशिया को प्रभावित करने वाली वायु राशियाँ

(१) cP-वायु राशि, सर्दियों में

साइबेरिया और मंगोलिया के उत्तरी भाग, जो पहाड़ी-शृंखलाओं के कारण महासागरीय प्रवाह के अनुवर्ती भाग में पड़ते हैं, विस्तृत रूप से शीतल और शुष्क

वायुराशि जनित करने के लिए अनुकूल है। यह वायु राशि सर्दियों में इन क्षेत्रों पर व्याप्त प्रतिचक्रवात के अधीन पर्याप्त समय तक स्थिर रह कर, अत्यधिक शीतलन प्राप्त कर लेती है। साइबेरिया के स्रोत-क्षेत्रों में इन दिनों घरातल का तापमान -15 से -40°C के बीच पाया जाता है। सबसे शीतल और गहरी वायु-राशि, यूराल पर्वत के पूर्वी भागों में स्थापित होती है, जो निम्नांकित मौसम सम्बन्धी गुणों से युक्त होती है —

(1) प्रतिचक्रवात में अवतलन प्रवाह से सम्बन्धित स्वच्छ आकाश।

(2) अत्यधिक कम घरातलीय तापमान, जो लगभग 1500 मीटर तक ऊँचाई के साथ स्पष्ट रूप से बढ़ता जाता है, अर्थात् तीव्र घरातलीय व्युत्क्रमण।

(3) अत्यन्त कम निरपेक्ष आर्द्रता। विशिष्ट आर्द्रता 1-2 ग्राम/किग्राम के बीच पाई जाती है तथा उत्तरी साइबेरिया में इससे भी कम।

(4) स्रोत क्षेत्रों में वायु-राशि अत्यन्त स्याई होती है।

(5) स्वच्छ आकाश के बावजूद, विकिरण शीतलन के कारण हिमक्रिस्टल-कुहरो की घटनाएँ सामान्य हैं।

60 पूर्वी देशान्तर के पश्चिमी भागों में cP वायु-राशि छिछली होती जाती है और उच्चतर तहों में mP हवाओं से दबी होती है। ये mP हवाएँ, या तो साइबेरियन प्रतिचक्रवात के पश्चिम की ओर स्थानान्तरण से, या पूर्वी यूरोप पर स्थित महासागरीय हवाओं से प्राप्त होती हैं। फलतः इन भागों की हवाएँ साइबेरियन वायु राशि की अपेक्षा अधिक नम तथा उष्ण होती हैं।

8.31 cP वायु राशियों का परिवर्तन (Modification)

जब cP हवाएँ अपने स्रोत-क्षेत्रों से चलती हैं, तो यात्रा के दौरान विभिन्न घरातलों से तापमान और नमी का शोषण करके परिवर्तित होती जाती हैं। इनसे सहसा (abrupt) परिवर्तन तब होता है, जब वायु-राशि हिम से ढकी सतह छोड़ती है। निम्नांकित परिवर्तन स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं।

(1) ह्रास दर बढ़ता जाता है, तथा व्युत्क्रमण तह टूटने लगती है। कभी-कभी पर्याप्त उष्ण तल से गुजरते हुए अस्थायित्व उत्पन्न हो जाता है, जिससे तीव्र आरोही धाराएँ आरम्भ हो जाती हैं।

(2) निरपेक्ष आर्द्रता बढ़ती जाती है। मुख्यतः उष्ण महासागरो में अस्थायित्व तथा आर्द्रता के कारण, वर्षी कपासी मेघ विकसित हो सकते हैं, जिनसे भूभा वीछार और स्कवाल की घटनाएँ जनित होती हैं।

(3) तीव्र अस्थायित्व के अभाव में विक्षोभ मिश्रण के कारण यथेष्ट आर्द्रता, व्यापक रूप से स्तरी तथा स्तरीकपासी मेघों को जन्म देती है।

8.32 एशिया में cP वायु-राशियों का निम्नांकित परिवर्तन सामान्यतः पाया जाता है :—

(1) उत्तरी एशिया के तटीय क्षेत्रों में विलोडित (stirred) वायु-राशियां मिलती हैं, जिनमें विश्वोष्ण मिश्रण के कारण तापमान में वृद्धि होती रहती है। व्युत्क्रमणतह शून्य शून्य समाप्त हो जाती है।

(2) 'एल्यूशियन' निम्नदाव के प्रभाव क्षेत्र; उत्तरी-पूर्वी एशिया में भी विलोडित cP हवाएँ व्याप्त रहती हैं, किन्तु मुख्यतः उच्चतर वायुमण्डल में। इसका कारण यह है कि चक्रवाती प्रवाह के द्वारा cP हवाएँ ऊपर उठा ली जाती हैं। अति प्रवण ह्रास दर होते हुए भी, घरातलीय हवा बहुत शीतल तथा शुष्क (विशिष्ट आर्द्रता, लगभग 0.5 ग्राम/किग्राम) पाई जाती है।

(3) चीन के ऊपर cP हवाएँ थल और जल, दोनों मार्गों से पहुँचती हैं। यदि उच्चदाव केन्द्र मङ्गोलिया तथा उत्तरी चीन पर है, तो ध्रुवीय हवाएँ थल मार्ग से अभिवहित होती हैं, जो अपने स्रोत-क्षेत्रों की अपेक्षा उष्ण होते हुए भी, इन क्षेत्रों के लिए बहुत कम तापमान रखती हैं। चीन की भूमि पर cP हवाओं का तापमान 10 से 20°C तक बढ़ जाता है। थल cP हवाएँ चीन में स्वच्छ आकाश और ठंडे मौसम की प्रतीक हैं। स्वच्छ आकाश के कारण, उच्च दैनिक तापमान परिसर तथा प्रातःकालीन घरातलीय कुहरा भी सर्दियों की सामान्य घटनाएँ हैं।

लेकिन जब उच्चदाव कोशिकाएँ, जापान-सागर या मन्चूरिया पर केन्द्रित होती हैं, तो cP हवाएँ जापान सागर, पोहे की खाड़ी, पीत सागर, चीन सागर तथा संलग्न प्रशान्त महासागर के जल मार्ग से प्रवेश करती हैं। स्वाभाविक रूप से इस प्रकार की cP हवाएँ तापमान और आर्द्रता के सन्दर्भ में थलीय cP वायु राशियों से इतनी अधिक भिन्न हो जाती हैं कि कुछ मौसम विज्ञान इन्हें mP हवाओं की संज्ञा भी देते हैं। किन्तु इन हवाओं से साधारणतः स्वच्छ मौसम ही सम्बन्धित रहता है। वैसे, जब सागरीय cP वायु राशि तथा शुष्क थलीय cP के सम्मिलन द्वारा वाताग्र सतह जनित होती है, तो वर्षा हो जाती है। इसके अतिरिक्त, सागरीय cP निचली तहों में साधारणतः अस्थायी होती है, जो पर्वतीय प्रदेशों में उत्थापन की अनुकूल परिस्थितियाँ पाकर, वर्षा उत्पन्न कर सकती है।

(4) दक्षिणी-पूर्वी एशिया, भारत तथा दक्षिणी-पश्चिमी एशिया की सर्दियों में cP हवाएँ अत्यधिक परिवर्तित रूप में पहुँचती हैं। कुछ मौसम विज्ञानों की धारणा यह भी है कि वास्तविक cP हवाएँ हिमालय तथा सम्बन्धित पर्वतीय शृंखलाओं द्वारा इन क्षेत्रों पर आने से रोक ली जाती हैं और जो उत्तरी-पूर्वी मानसून हवाएँ भारतीय उप-महाद्वीप में इस ऋतु में व्याप्त रहती हैं, उनका स्रोत स्थानीय व्यापारी हवाओं में ही है।

जो भी हो, ये cP हवाएँ उत्तर में स्थित पर्वत शृंखलाओं से नीचे उतरने के कारण, पर्याप्त रुद्धोष्म प्रक्रम द्वारा बहुत गर्म हो जाती हैं। आगरा में इन दिनों का औसत तापमान 20°C तथा विशिष्ट आर्द्रता 4 ग्राम/किग्राम तथा 'पूना' में क्रमशः 23°C और 7 ग्राम/किग्राम पाए जाते हैं।

(5) cP हवाओं का सर्वाधिक महत्वा परिवर्तन तब होता है, जब वे श्रीर दक्षिणी अक्षाणो में आकर बज्जाल की साठी श्रीर प्रख सागर के उष्ण जल के ऊपर से बहती हैं। ये हवाएँ साधारणत उत्तर-पूर्व में बहती हैं तथा नमी श्रीर तापमान प्राप्त करके अधिक अस्थायी हो उठती हैं। अस्थायित्व को यह महत्वा भी प्राप्त होता है कि वे उच्चतर वायुमण्डल के अवतलन प्रवाह में मुक्त होती हैं। भारत के पूर्वी तट पर इन्ही हवाओं द्वारा सदियों में वर्ष की सर्वाधिक वर्षा होती है।

8.33 cP वायु राशि-गर्मियों में

गर्मियों में सम्पूर्ण दक्षिणी एशिया cP हवाओं के प्रभाव से लगभग सुख हो जाता है। cP हवाओं का स्रोत-क्षेत्र 50° में उत्तर के आर्कटिक क्षेत्रों में ही मिलता जाता है। आर्कटिक महत्वा इन दिनों प्रायः पिघलते तुषार या हिमजल के रूप में होती है। उसके ऊपर cP वायु स्थायी, किन्तु पर्याप्त आर्द्र होती है। अतः कुहरे या स्तरी मेघ की उपस्थिति सामान्य रूप से पाई जाती है।

दक्षिणी की तरफ गति करती cP वायु-राशियाँ, गर्म भारतग द्वारा उष्मा पाकर भीत प्रस्थायी हो जाती हैं किन्तु मेघों का प्रकार नमी की मात्रा पर निर्भर करता है। उत्तरी-पश्चिमी एशिया पर गुजरती हुई इन वायु राशियों की आर्द्रता, उत्तरी-पूर्वी एशिया की अपेक्षा अधिक होती है, क्योंकि उत्तरी-पश्चिमी भाग में उष्ण जलाशय अधिक है। इसलिए यह भाग cP हवाओं द्वारा अधिक मेघाच्छन्नता तथा वर्षा प्राप्त करता है।

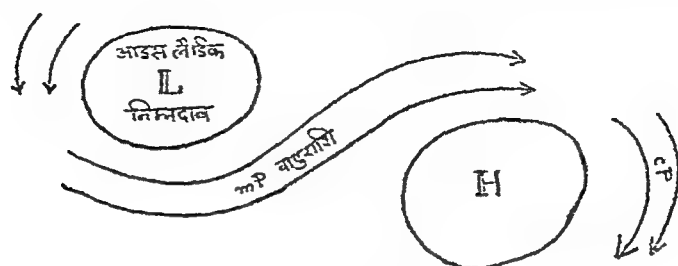
कभी-कभी जापान श्रीर पीत सागर के मार्ग से cP हवाएँ चीन में प्रवेश कर जाती हैं। चीन में इन दिनों उष्ण कटिबन्धीय हवाओं की प्रमुखता रहती है, जिसकी तुलना में आगत cP वायु-राशिया ठंडी श्रीर शुष्क होती हैं। फलतः cP हवाओं से स्वच्छ मौसम सम्बन्धित रहता है। किन्तु जहाँ cP वायु-राशि, उपस्थित उष्ण कटिबन्धी वायुराशि के सम्पर्क में आ कर वाताग्र पृष्ठ जनित करती है, वहाँ तूफानी मौसम उत्पन्न हो जाता है।

8.34 mP -वायु राशि-सदियों में

वायु राशिया जो सदियों में उत्तरी-पश्चिमी तथा कभी-कभी पूरे पश्चिमी एशिया को प्रभावित करती हैं, सामान्यतः अटलान्टिक महासागर में उत्पन्न होती हैं। स्रोत-क्षेत्र में ये हवाएँ पर्याप्त उष्ण श्रीर आर्द्र होती हैं। पश्चिमी यूरोप में ये गुण वर्तमान रहते हैं, किन्तु पूर्वी यूरोप से होकर पश्चिमी एशिया तक आते-आते mP हवाओं के मौलिक गुण बहुत कुछ परिवर्तित हो जाते हैं, क्योंकि यह यात्रा उन्हें विशाल थलीय भाग पर ही तय करनी पड़ती है। धरातल से इनका लगातार शीतलन होता रहता है। फलतः cP हवाओं के समान ही इनमें स्थायित्व का गुण आ जाता है।

किन्तु इस परिवर्तित mP वायु राशि के ऊपरी स्तरों में अधिक आर्द्रता पाई जाती है श्रीर इसी गुण के कारण इन्हे वास्तविक cP हवाओं से अलग पहचाना जा सकता है। परिवर्तित mP वायु राशि, पश्चिमी रूस के उच्चतर स्तरों में प्रायः

विस्तृत होती है, जहाँ बराततीय तहो में cP हवाओं की एक छिछली तह वर्तमान रहती है। फलस्वरूप, इन क्षेत्रों में वाताग्र मेव सामान्य रूप से जनित होते रहते हैं।



- मोत-क्रु -

चित्र (६३)

पूर्वी एशिया में सर्दियों में, उत्तर से दक्षिण की ओर तीव्र वायु प्रवाह वर्तमान होता है, जो इन क्षेत्रों में परिवर्तित mP हवाओं को जमने नहीं देती।

8.35 mP वायु राशि-गर्मियों में

गर्मियों में आर्कटिक के पिघलते हिम क्षेत्रों से सर्वाधिक ठड़े प्रकार की mP वायु राशियाँ जनित होती हैं। ये वायु राशियाँ आरम्भ में धरानल पर अत्यन्त स्थायी तथा ठंडी होती हैं। परन्तु दक्षिणी तथा दक्षिणी-पश्चिमी दिशा में अपनी यात्रा के दौरान, पश्चिम एशिया तथा यूरोप से गुजरती हुई ये तेजी से परिवर्तित होती जाती हैं। परिवर्तित हवाएँ अस्थायी हो उठती हैं। उत्तरी-पश्चिमी एशिया पर तो ये प्रायः cP हवाओं के ही समान गुण रखती हैं।

गर्मियों में उत्तरी-पूर्वी एशिया में भी mP हवाएँ उपस्थित होती हैं। ठड़े जलीय भागों पर से बहने के कारण, इन हवाओं से कामचटका प्रायद्वीप तथा अन्य तटीय क्षेत्रों में कुहरे का बाहुल्य पाया जाता है। mP हवाओं के पूर्वी एशिया पर आगमन के लिए, ओखोत्स्क (okhotsk) सागर की भूमिका महत्वपूर्ण है। 40° उ अक्षांश से उत्तर के तटीय क्षेत्र में ग्रीष्म मानसून प्रायः इन्हीं हवाओं से आता है।

8.35 cT वायु राशि

एशिया में cT वायु राशियों की उपस्थिति मुख्यतः गर्मियों में ही पाई जाती है जिसके स्रोत क्षेत्र मध्य तथा दक्षिणी-पश्चिमी एशिया के तप्त भूभाग होते हैं। मध्य एशिया के शुष्क भूभाग जहाँ ऊष्मन सर्वाधिक तीव्र होता है, सबसे गहन हवाएँ जनित करते हैं। ये cT हवाएँ उच्च तापमान और निम्न आर्द्रता की विशेषताओं से युक्त होती हैं। शुष्कता और स्वच्छ मौसम के कारण प्रभावित क्षेत्रों में दैनिक तापमान परिसर बहुत ऊँचा होता है।

दक्षिणी-पूर्वी यूरोप के जलाशयों के कारण, पूर्वी यूरोप में cT हवाएँ परिवर्तित होकर पहुँचती हैं, जो अपेक्षाकृत नम और अस्थायी होती हैं। यही हवाएँ इन क्षेत्रों में ग्रीष्म-व्रीह्यार तथा तड़ित भंक्का की घटनाओं के लिए उत्तरदायी हैं। सर्दियों में cT हवाएँ केवल उत्तरी अफ्रीका पर जनित होती हैं, जो वहाँ हर्मतन के स्थानीय नान से विख्यात हैं।

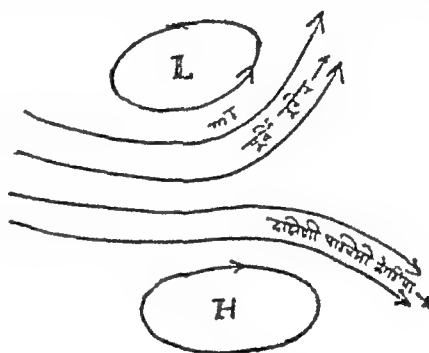
8.36 mT वायु राशि-सर्दियों में

इनके मुख्य-स्रोत उप-उष्णकटिबन्धी प्रतिचक्रवात हैं, जो 30 अंश उत्तरी और दक्षिणी अक्षांश के आसपास, सागरीय क्षेत्रों में वर्ष भर विद्यमान रहते हैं। अपने स्रोत क्षेत्रों में ये हवाएं निम्नांकित गुणों से विशेषित होती हैं :—

(1) उष्ण सागरो पर जनित होने के कारण उच्च तापमान तथा उच्च आर्द्रता। उच्च तापमान पर वायु राशि की आर्द्रता ग्राह्य शक्ति भी बढ़ जाती है।

(2) सामान्यतः स्थायी तहे—

इन हवाओं का प्रमुख स्रोत क्षेत्र, महासागरों के दक्षिणी भाग हैं। किन्तु सर्दियों में साइबेरियन प्रतिचक्रवात के कारण mT वायु राशियाँ एशिया को बहुत कम प्रभावित कर पाती हैं। वाताग्र प्रक्रियाओं के समय mT हवाएँ पूर्वी यूरोप के उच्चतर वायुमण्डल में गहराई तक व्याप्त रहती हैं।



चित्र (8.4)

mT वायु राशि यूरोप के निम्न दाब तथा दक्षिणी अक्षांशों के

उच्च दाब प्रवाह के आधीन दक्षिणी-पश्चिमी एशिया में प्रवेश करती है। ये आर्द्र तथा उष्ण हवाएँ टर्की और उसमें कुछ पूर्व तक प्रभावशील रहती हैं। वाताग्र अवदावों के प्रवाह में परिवर्तित mT हवाएँ, कभी-कभी फारस की खाड़ी से होकर भारतीय उपमहाद्वीप तथा शेष दक्षिणी एशिया पर आ जाती हैं।

इन्डोनेशिया तथा ग्राम-पास के क्षेत्रों और सागरीय द्वीपों में ये mT हवाएँ बहती हैं, जो cP हवाओं के परिवर्तित होने से जनित होती हैं। इन हवाओं में अस्थायित्व का गुण विशेष प्रखर होता है। सवाहनिक रूप से अस्थायी हवाएँ, दक्षिणी-पश्चिमी प्रशान्त महासागर पर उत्पन्न होती हैं। यहाँ तापमान और आर्द्रता अपेक्षाकृत अधिक पाई जाती है। ये हवाएँ थलीय भागों पर साधारणतः नहीं पहुँच पाती हैं, क्योंकि शीतोष्ण कटिबन्धीय साइक्लोन सामान्यतः दक्षिणी-पश्चिमी प्रशान्त महासागर से ही होकर उत्तर-पूर्व की ओर गति करते रहते हैं।

8.37 mT वायु राशि-गर्मियों में

mT और परिवर्तित mT वायु राशियाँ, ग्रीष्म में भारतीय उपमहाद्वीप तथा पूर्वी एशिया में प्रमुख होती हैं, जो चक्रवाती प्रवाह से नियन्त्रित होने के कारण अस्थायी होती हैं। अस्थायित्व का गुण थलीय भागों पर ऊष्मन के कारण और तीव्र हो उठता है। फलस्वरूप, थल भागों पर प्रवाहित होने वाली वायु राशि, mTku प्रकृति की होती है। उच्चतर स्तरों पर भी अवतलन की अनुपस्थिति के कारण, आर्द्रता पर्याप्त ऊँचाई तक उठ जाती है। उदाहरण के लिए, आगरा में 3 किमी

की ऊँचाई पर भी औसत आर्द्रता लगभग 80% पाई जाती है। इन वायु राशियों के लगातार प्रवाह से एशियाई पठार के पवनाभिमुखी भागों में, भारी सवाह्निक वर्षा होती है। ये हवाएँ दक्षिणी एशिया में ग्रीष्म मानसून के नाम से विख्यात हैं।

पूर्वी इन्डोनेशिया तथा न्यूगिनी और आसपास के क्षेत्रों में, दक्षिणी-पूर्वी व्यापारी हवाओं में अवतलन के कारण, स्थायी तहों वाली *mT* वायु राशि मिलती है। किन्तु और उत्तरी अक्षांशों में फिलीपाइन के पास, *mT* वायु राशियाँ डोलड्रम निम्नदाव में अभिसरण के कारण अतिशय अस्थायी हो उठती हैं, जिसके कारण इन क्षेत्रों में स्थायी *mT* वाले क्षेत्रों की अपेक्षा बहुत वर्षा प्राप्त होती है। दक्षिणी-पूर्वी एशिया के सागरीय द्वीपों में वर्षा की इतनी तीव्र असमानता का यही कारण है।

8.40 भारत की वायु राशियां

भारत मानसून हवाओं की भूमि है और मुख्य रूप से यहाँ दो प्रकार की वायु राशियाँ बहती हैं — (1) शुष्क और ठंडी वायु राशि, जो उत्तरी-पूर्वी मानसून के रूप में सदियों (दिसम्बर-फरवरी) में बहती है, (2) नम और उष्ण वायु राशि— जो दक्षिणी-पश्चिमी मानसून या ग्रीष्म मानसून धाराओं के रूप में गर्मियों (जून-सितम्बर) में बहती है।

किन्तु सूक्ष्म रूप से अध्ययन करने पर, निम्नांकित वायु राशियाँ विभिन्न ऋतुओं में स्पष्टतः पाई जाती हैं —

शीत ऋतु (दिसम्बर-फरवरी)

(i) परिवर्तित *cP* या शीतोष्ण महाद्वीपीय वायु—यह उत्तरी तथा मध्य भारत की सामान्य शीतकालीन वायु राशि है, जो मध्य एशिया के प्रतिचक्रवाती प्रवाह के अधीन, उत्तर-पूर्व से भारत में प्रवेश करती है। राजस्थान तथा पश्चिम-भारत पर वायु-प्रवाह स्थानीय प्रतिचक्रवात में स्वतः जनित होती है किन्तु ये वायु-राशियाँ वही विशेषताएँ रखती हैं, जो उपऊष्ण कटिबन्धी प्रतिचक्रवाती मूल की वायु राशियों में पाई जाती हैं।

इन हवाओं से तापमान और निरपेक्ष आर्द्रता, प्रभावित क्षेत्रों में बहुत गिर जाती है। वैसे, कम तापमान के कारण सापेक्ष आर्द्रता काफी अधिक पाई जाती है। आसमान साधारणतः साफ होता है। कभी-कभी पक्षाभ मेघ उत्पन्न हो जाते हैं। प्रभात वेला में धरातलीय व्युत्क्रमण और आर्द्रता वाले क्षेत्रों में कुहरा या कुहासा सामान्य रूप से देखा जाता है। उत्तर-पश्चिम भारत में दैनिक तापमान परिसर इन दिनों, लगभग $15-16^{\circ}\text{C}$ होता है। वायुगति धीमी या मृदु होती है।

(ii) वास्तविक *cP*—ये हवाएँ कभी-कभी सक्रिय पश्चिमी विक्षोभों के पीछे बहती हुई, उत्तरी भारत पर आया करती हैं। इन हवाओं के साथ शीत-तरंग बहने लगती हैं और रात्रि-तापमान सामान्य से, कम से कम 6°C नीचे गिर जाता है। वायुगति तेज हो जाती है तथा विक्षोभ-मिश्रण के कारण धरातलीय व्युत्क्रमण तथा

कुहरे लगभग नहीं उत्पन्न हो पाते। ठंडी हवा परिवर्तित cP से अधिक शुष्क होती है और लगभग 5 किमी ऊँचाई तक व्याप्त हो जाती है। ये हवाएँ एक दौर में 3 से 6 दिन तक प्रवाहित होती रहती हैं।

(iii) cT —भारतीय प्राय द्वीप के उत्तरी भाग पर सदियों में बहने वाली हवा, पूर्णतः थलीय मूल की उष्ण कटिबन्धी वायु राशि है, जो ऊष्ण कटिबन्धीय उच्चदाव क्षेत्र में लम्बी अवधि तक रुद्ध रहने के फलस्वरूप उत्पन्न होती है।

ये अपेक्षाकृत उष्ण वायु राशियाँ हैं, जिनमें रात्रि तापमान काफी कम पाया जाता है। फलतः दैनिक तापमान परिसर 20°C के अन्त-पास पाया जाता है। पश्चिमी विक्षोभों के प्रवाह में cT हवाएँ उत्तरी भारत में भी फैल जाती हैं। इन हवाओं में आर्द्रता परिवर्तित cP से कुछ अधिक पाई जाती है। अतः स्थायित्व का गुण कम हो जाता है। व्युत्क्रमण तह धरातल पर न होकर कुछ ऊपर उठ जाती है। बहुधा उच्च या मध्यम मेघ, आंशिक रूप से आकाश पर छाये होते हैं किन्तु रात्रि में आकाश स्वच्छ हो जाता है। हवा धीमी बहती है किन्तु दोपहर के बाद निर्वात के भोके प्रायः आ जाते हैं।

(iii) $cT - mT$ —जो cT हवाएँ बंगाल की खाड़ी से होकर मद्रास तथा आसपास के दक्षिणी तट पर पहुँचती हैं, वे $cT - mT$ के रूप में परिवर्तित हो जाती हैं। इन हवाओं में तापमान तो मृदु रहता है पर अधिक आर्द्रता के कारण ऊमस पाई जाती है। प्रभातीय व्युत्क्रमण तह प्रायः अनुपस्थित होती है। 2 किमी के नीचे की वायु तह साधारणतः सवाह्निक रूप से अस्थायी होती है। अतः कपासी तथा कपासी-वर्षा मेघ तथा सम्बन्धित गर्जन वीछार, स्क्वाल आदि की घटनाएँ उत्पन्न होती हैं—विशेषतः दोपहर के बाद या शाम को।

(v) mT —बंगाल की खाड़ी के दक्षिणी भाग में mT वायु राशि उत्पन्न होती है। ऐसी ही वायु राशियाँ चीन सागर में उत्पन्न होती हैं। जब उत्तरी-पूर्वी मानसून सक्रिय होता है, या जब निम्नदाव तरंग पूर्व से पश्चिम की ओर दक्षिणी खाड़ी में चलती है, तो mT हवाएँ दक्षिणी प्राय द्वीप पर बहने लगती हैं।

इन वायु राशियों के प्रभाव में आममान प्रायः कपासी या स्तरी कपासी मेघों से घिरा रहता है। फलतः रात्रि तापमान विशेष रूप से बढ़ जाता है। 3 किमी या कभी-कभी अधिक ऊँचाई तक भी सवाह्निक आरोही धाराएँ प्रचलित रहती हैं, जिससे पर्याप्त वर्षा प्राप्त होती है।

पूर्व मानसून काल (मार्च-मई)

(i) परिवर्तित cP या शीतोष्ण महाद्वीपीय वायु राशि—उत्तरी भारत में कभी-कभी शीत वातावरण के पीछे ये हवाएँ कुछ दिनों के लिए बहने लगती हैं, जिससे तापमान काफी गिर जाता है और दैनिक तापमान परिसर बहुत अधिक हो जाता है। स्वच्छ आकाश और मृदु हवाएँ इस वायु-राशि की प्रमुख विशेषताएँ हैं।

(ii) cT —इस काल के लिए, ये बंगाल और आसाम को छोड़कर ग्रेप उत्तरी और मध्य भारत पर बहने वाली मुख्य वायु राशियां हैं, जिनके स्रोत क्षेत्र दक्षिणी-पश्चिमी एशिया के तप्त-भूभाग हैं। यह भारत की सर्वाधिक उष्ण वायु राशि है, जिसका औसत उच्चतम तापमान मई में उत्तरी-पश्चिमी भारत पर 45°C तथा बिहार, उड़ीसा और मध्य भारत में 40°C से अधिक होता है। रात्रि का तापमान उत्तरी-पश्चिमी भारत में कम होने से, यहाँ सर्वाधिक दैनिक तापमान परिसर पाया जाता है। हवा बहुत ही शुष्क होती है किन्तु दोपहर को हाम दर बहुत प्रखर होने से शुष्क वायु धाराएँ उठा करती हैं। प्रायः दोपहर के बाद म्वच्छ मौसम-कपासी मेघ उत्पन्न हो जाया करते हैं। तीव्र दाब प्रवणता के कारण, कभी-कभी बूल भरी आँपियाँ और लू चलती है।

(iii) $cT-mT$ —बंगाल, आसाम, दक्षिणी प्रायद्वीप, उत्तरी बंगाल की खाड़ी तथा अरब सागर पर, घुष्क cT हवाएँ निम्न दाब प्रवाहों द्वारा सागरतल के ऊपर से होकर पहुँचती हैं, जहाँ परिवर्तित होकर $cT-mT$ बन जाती है। ये हवाएँ निचली तहों में mT तथा ऊँची तहों में cT वायु राशियों की विशेषताएँ रखती हैं। ग्रहण की गई आर्द्रता की मात्रा और उसका ऊर्ध्व बंटन इस वात पर निर्भर करता है कि मौलिक cT हवाएँ समुद्र तल पर कितनी लंबी और किस गति से यात्रा करती हैं। उत्तरी-पश्चिमी भारत के अधिक विकसित ताप निम्नदाब (heat low) के प्रभाव में $cT-mT$ हवाएँ, कभी-कभी मध्य और उत्तरी भारत में भी पिच आती हैं।

इनमें उच्चतम तापमान घट जाता है तथा रात्रि-तापमान cT की अपेक्षा, $1-2^{\circ}\text{C}$ अधिक होता है। निम्न तहों में विशोष-प्रवाह और अस्थायित्व के कारण, साधारणतः स्वच्छ मौसम कपासी या स्तरी कपासी मेघ उत्पन्न होते हैं। पर्वतीय अनुकूलता में कपासी वर्षा तक बन सकता है, जिसमें गर्जन-घोछार प्राप्त हो जाती है।

(iv) mT —ये हवाएँ मध्य और दक्षिणी बंगाल की खाड़ी में प्रविचक्रवाती प्रवाह द्वारा उदित होती हैं और परिणाम की ओर गति करते, निम्न दाब तरंगों के प्रभाव में कभी-कभी दक्षिणी प्रायद्वीप पर छा जाती हैं। स्वाभाविक रूप में अस्थायित्व के कारण, गर्जन मेघ और वर्षा की उत्पत्ति होती है। ये हवाएँ सामान्यतः शीतल और अधिक गहरी तक आर्द्र होती हैं।

(v) mE (विषुव रेखीय महासागरीय)—विषुव रेखीय अथवा दक्षिणी गोलार्ध में सून की हवाएँ, मई के मध्य तक दक्षिणी और पूर्वी बंगाल की खाड़ी तक फैल जाती हैं। इनका उत्तर और पश्चिम की ओर स्थानान्तरण जारी रहता है। यवदाहों तथा चक्रवातों के सर्पक ने ये एकाएक भारत की भूमि में प्रवेश कर जाती हैं और महाहानिक प्रकार के मेघ तथा तूफानी मौसम उत्पन्न कर देती हैं। सागर के ऊपर ये केवल स्तरी और स्तरी कपासी मेघ तथा हल्की वर्षा उत्पन्न करती हैं।

(iv) परिवर्तित mE तथा cT —प्रदूषण में ग्रामाम, बंगाल, बर्मा तथा सलग्न सागरी क्षेत्रों में मानसून वागएँ पूर्णतः नहीं हट पाती। इन्हीं दिनों ऊपरी वायु मण्डल में cT हवाएँ भरने लगती हैं। फलतः इन क्षेत्रों पर कुछ दिनों के लिए निचली तहों में परिवर्तित mE तथा उच्चतर तहों में cT वायु राशि सयुक्त रूप में रहती है। मुख्यतः स्वच्छ आकाश किन्तु दोपहर बाद कपासी मेघ, यदा कदा गर्जन बौछार तथा मृदु वायुगति, इन वायुराशियों द्वारा उत्पन्न मौसम की मुख्य विशेषताएँ हैं।

(v) mE —नीचे की ओर हटती mE या मानसून हवाएँ, इस ऋतु में दक्षिणी बंगाल की खाड़ी तथा दक्षिणी पूर्वी अरब सागर के नीचे ही सीमित रहती हैं। इन क्षेत्रों में जब चक्रवाती तूफान उत्पन्न होते हैं, तो ये mE हवाएँ बहुत सक्रिय हो उठती हैं और काफी उत्तरी अक्षांशों तक बढ़ कर, भारी वर्षा और तूफानी मौसम उत्पन्न करती हैं।

8 50 वायु राशि का निर्धारण

वायु राशि के मौलिक गुण अपनी यात्रा के दौरान अनेक प्रभावों के अधीन परिवर्तित होते रहते हैं। अतः किसी वायु-राशि की निश्चित पहचान के लिए, ऐसी विशेषताओं अथवा प्राचलों पर विचार करना चाहिए, जो वायु राशियों के परिवर्तन में भी अपना मान स्थिर रख सके या बहुत-थोड़ी मात्रा में ही परिवर्तित हो। ऐसी विशेषताएँ संरक्षी (conservative) विशेषताएँ कहलाती हैं, क्योंकि इनमें स्थिर रहने की प्रवृत्ति होती है। इस दृष्टिकोण से कुछ विशेषताओं अथवा प्राचलों पर विचार करें।

(1) धरातलीय वायु तापमान

यह बहुत परिवर्तनशील प्राचल है और अनेक कारणों से प्रभावित होता है। रूद्धोष्म प्रक्रियाओं की अनुत्क्रमता के कारण, यह संरक्षी नहीं है। अतः यह वायु राशि का निर्धारण करने के लिए सामान्यतः उपयुक्त प्राचल नहीं है।

जब वायुगति बहुत धीमी हो और विक्षोभ-मिश्रण अनुपस्थित हो, तो धरातलीय तापमान, विशेषकर तटीय क्षेत्रों में शाम के समय, किसी सीमा तक प्रतिनिधि प्राचल के रूप में लिया जा सकता है।

(2) क्षैतिज तापमान प्रवणता

अपने स्रोत-क्षेत्रों में ही नहीं, बल्कि शीतल सतहों पर से गुजरते समय भी, वायु राशियों की यह विशेषता पाई जाती है कि उनमें क्षैतिज तापमान प्रवणता बहुत कम होती है। जब तापमान असातत्य (discontinuity) स्पष्ट न हो, तो क्षैतिज तापमान प्रवणता की असातत्य रेखा, सम और विषम वायु राशियों को अलग करने में सहायक हो सकती है।

(3) सापेक्ष आर्द्रता

यह तापमान, वाष्पीकरण तथा अवक्षेपण के अनुसार अत्यधिक परिवर्तनशील होती है, अतः वायु राशि निर्धारण के लिए सर्वथा अनुपयुक्त है।

(4) विशिष्ट आर्द्रता और आर्द्रता मिथरा अनुपात

ये अपेक्षाकृत अधिक स्थिर प्राचल है, और कठोष्म या ग्रहकठोष्म तापमान परिवर्तनों के प्रति सरक्षी है। ये वाष्पीकरण अथवा सघनन में परिचालित हो जाते हैं, अतः इनके प्रति सरक्षी नहीं है। किन्तु यह परिवर्तन मापेक्ष आर्द्रता की अपेक्षा बहुत धीमा होता है।

(5) प्रोसांक

जब तक वायुराशि से जलवाष्प की मात्रा में परिवर्तन न किया जाय, यह स्थिर दाब पर तापमान परिवर्तन के लिए सरक्षी रहता है। शुष्क कठोष्म परिवर्तनों के लिए भी यह अर्द्ध सरक्षी है। तापमान की अपेक्षा उष्मा दैनिक चलन भी कम होता है। जब घरातलीय तापमान स्थानीय कारणों से अधिक प्रभावित होता है, तो वायुराशि निर्धारण के लिए प्रोसांक एक उपयुक्त प्राचल है।

(6) विभव तापमान (θ_v), विभव आर्द्र वह तापमान (θ_w) तथा तुल्यता तापमान (θ_e)

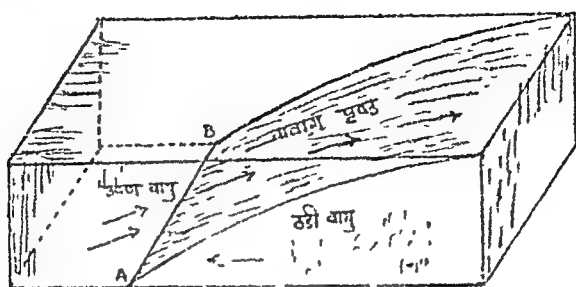
जब तक वायु असंतृप्त है, θ उर्ध्व वायु-गति के लिए स्थिर आर्द्रता है। लेकिन संतृप्त-अवस्था के बाद θ का मान, हानि दर में परिवर्तन के कारण, कम बदलता रहता है। इस दशा में θ_w मंथी होता है। θ_w और θ_e तापमानों द्वारा वाष्पीकरण के लिए भी सरक्षी हैं। शुष्क तथा संतृप्त कठोष्म परिवर्तनों के प्रति भी ये अर्द्ध सरक्षी प्राचल हैं।

(7) विभव छद्म तुल्यता तापमान ($\theta_{s,e}$) तथा विभव उष्म अर्द्ध तापमान ($\theta_{s,w}$)

इन दोनों प्राचलों का मान टैफार्ड ग्राम द्वारा ज्ञात होता है। शुष्क और संतृप्त कठोष्म परिवर्तनों के लिए, हानि में संतृप्त तापमान गिरती वृत्ति द्वारा होने वाले वाष्पीकरण के प्रति भी ये अर्द्ध सरक्षी प्राचल हैं। वायुराशि निर्धारण के लिए $\theta_{s,e}$ और $\theta_{s,w}$ सर्वोत्तम प्राचल हैं।

860 वाताग्र (Front)

यत्न करेगी तथा ठंडी हवा पृष्ठ के नीचे से होकर गर्म हवा के नीचे आने की प्रवृत्ति रखती है। चित्र (85)



चित्र (85)

वाताग्र पृष्ठ और धरातल की प्रतिच्छेद रेखा (AB) वाताग्र कहलाती है। वाताग्र पर ही मौसम का महमा परिवर्तन पाया जाता है। एक वाताग्र निम्नांकित विशेषताओं से युक्त होता है।

- (1) तापमान, विभव तापमान या घनत्व की तीव्र शैतिज प्रवणता।
- (2) हवा की सङ्गामी (Confluent) गति अर्थात् अभिसरित होती हवाएँ।
- (3) दाव द्रोणिका वाताग्र पर समदाव रेखाओं में असातत्य के कारण चक्रवाती किक (Kink) पा जाता है।
- (4) ग्रीसाक या विभव आर्द्र बल्य तापमान में तीव्र असातत्य।
- (5) वायु दिशा में असातत्य।
- (6) मेघाच्छन्नता में महमा परिवर्तन।

861 अच्छी तरह विकसित वाताग्र तब बनते हैं, जब तापमान और आर्द्रता में अत्यधिक विभिन्न वायुराशियाँ एक दूसरे की ओर अभिसरित हों। जब तापमान भिन्नता कम होती है या वायु गति इस प्रकार की हो कि वायु राशियों का अभिसरण अच्छी तरह न हो सके, तो वाताग्र बहुत कमजोर प्रकृति के बन पाते हैं।

वायुमण्डलीय प्रक्रम, जिसमें वाताग्र अथवा असातत्य पृष्ठ का निर्माण होता है वाताग्र-उत्पत्ति (frontogenesis) कहलाता है। इसके लिए निम्नांकित दो प्रतिबन्धों का होना अनिवार्य है —

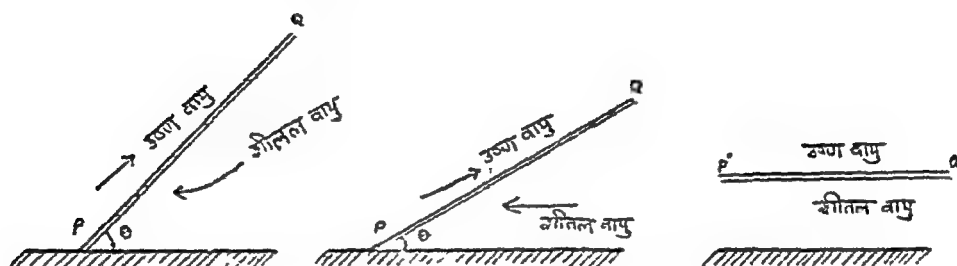
- (1) वाताग्र के दोनों तरफ की वायु राशियों में तापमान का पर्याप्त विपर्यास। घनत्व के असातत्य से विभव तापमान का असातत्य रबत उत्पन्न हो जाएगा।
- (2) अभिसरण युक्त वायु प्रवाह, जो वायु राशियों को एक दूसरे के सम्पर्क में लाए।

वाताग्रों का ह्रास होने अथवा समाप्त हो जाने का प्रक्रम वाताग्र-विनाश (frontolysis) कहलाता है। वाताग्र-विनाश निम्नांकित दशाओं में सामान्यतः होता है—

- (1) वायु-राशियों का कमजोर तापमान विपर्यास।

(2) अभिसरण को उत्साहित न करने वाला वायु प्रवाह ।

8.62 वाताग्र व्यावहारिक रूप से एक सीधगी रेखा न होकर, साधारणतः 5 से 100 किमी चौड़ाई का एक तट क्षेत्र होता है । इस क्षेत्र में मौसम तत्त्वों का परिवर्तन वायुराशियों की अपेक्षा अधिक तेजी से होता है । इस क्षेत्र के दोनों ओर विभिन्न तापमान और आर्द्रता की वायुराशियां पाई जाती हैं ।



चित्र (8 6)

वाताग्र पृष्ठ पर उष्ण हवा ऊपर उठने की प्रवृत्ति रखती है तथा ठण्डी हवा में नीचे से पृष्ठ को उठाकर गर्म हवा के नीचे प्रवेश करने की प्रवृत्ति होती है । इस दिशा में ऐसा मोचना स्वाभाविक है कि इन प्रवाहों के कारण, वाताग्र पृष्ठ PQ सन्तुलित होने से पूर्व स्वतन्त्र वायुमण्डल में क्षैतिज स्थिति P'Q' ग्रहण कर लेगा । किन्तु ऐसा होता नहीं । मुख्यतः कोरियालिस बल के कारण ढालवी अवस्था में ही वाताग्र पृष्ठ सन्तुलित हो जाता है । यह पृष्ठ साधारणतः 15-40 किमी/घण्टा की दर से आगे बढ़ता रहता है । गति के दौरान पृष्ठ और अधिक भूमि की ओर झुकता जाता है ।

8-63 वाताग्रों का भौगोलिक वंटन

वायुराशियों के स्रोत क्षेत्र और गति पर ही वाताग्र क्षेत्रों का विकास निर्भर करता है । अनुकूल समकालीन परिस्थितियों में आकस्मिक रूप से किसी क्षेत्र-विशेष में वाताग्र विकसित होकर तूफानी मौसम उत्पन्न करते हुए, एक निश्चित दिशा में बढ़ते जाते हैं और अपना कुछ दिनों का जीवनचक्र पूरा कर स्वतः समाप्त हो जाते हैं । इनका विवरण आगे दिया जाएगा । इनके अतिरिक्त, धरातल पर कुछ स्थायिवत् वाताग्र क्षेत्र पाए जाते हैं । उत्तरी गोलार्द्ध के स्थायिवत् वाताग्र निम्नांकित हैं —

(1) अटलांटिक-ध्रुवीय वाताग्र

सदियों में यह उत्तरी अमेरिका की ठण्डी महाद्वीपीय वायुराशि mP तथा संलग्न अटलांटिक महासागर की उष्ण वायुराशि mT के सम्मिलन से उत्पन्न होता है । यह वाताग्र क्षेत्र साधारणतः अटलांटिक तट के समीप ही पाया जाता है, जो उत्तर में दक्षिणी-पूर्वी कनाडा तक फैला हो सकता है । फ्रान्टोजेनिमिस के फलस्वरूप न्यूफाउन्डलैंड के दक्षिण में विक्षोभ उत्पन्न होते हैं, जो पश्चिमी प्रवाह के अधीन पूर्व की ओर चलते हुए यूरोप को प्रभावित करते हैं ।

गर्मियों में वाताग्र क्षेत्र उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर कनाडा की दक्षिणी सीमा के सामानान्तर स्थापित हो जाता है और इसकी तीव्रता सर्दियों की अपेक्षा घट जाती है।

(2) अटलांटिक-आर्कटिक वाताग्र

सर्दियों में यह वाताग्र, हिमाच्छादित आर्कटिक सतहों की अतिशीतल वायु राशि तथा उन अपेक्षाकृत उष्ण हवाओं (mP) के सम्मिलन से बनता है, जो यूरोप के उत्तरी या उत्तरी-पश्चिमी तट के पास अटलांटिक महासागर पर पाई जाती है। गर्मियों में भी इसकी स्थिति लगभग वही रहती है किन्तु तीव्रता काफी घट जाती है। प्रायः आर्कटिक वाताग्र गर्मियों में दक्षिणी प्रक्षालणों—की ओर हट जाता है और साधारणतः (62° उ, 30° प से 80° उ, 19° पू) तक की फैला होता है।

(3) भूमध्य सागरीय वाताग्र

यह यूरोप की महाद्वीपीय शीतल वायु राशि तथा अफ्रीकी मून की भूमध्य सागर पर स्थित उष्ण वायु राशि की सीमा है। तापमान बटन की अनुकूल परिस्थितियों में, यह वाताग्र अधिक तीव्र हो उठता है। इससे उत्पन्न विक्षोभ प्रायः पूर्व की ओर अग्रसर होते हैं। कुछ विक्षोभ, जो थोड़ा दक्षिणी मार्ग अपनाते हैं, भारत में भी पहुँचते हैं। उत्तरी भारत की सर्दियों की वर्षा मुख्यतः इन्हीं विक्षोभों के कारण होती है। भारत में इसे पश्चिमी-विक्षोभ कहा जाता है।

भूमध्य सागरीय क्षेत्रों में, सर्दियों की पर्याप्त वर्षा के लिए यही वाताग्र उत्तर-दायी है। गर्मियों में वाताग्र लगभग समाप्त हो-जाता है, फलतः, यहाँ ग्रीष्मकाल सूखा रह जाता है।

(4) प्रशान्त-ध्रुवीय वाताग्र

सर्दियों में प्रशान्त महासागर के ऊपर, उप उष्ण कटिबंधीय प्रति चक्रवात प्रायः दो कोशिकाओं में बँट जाता है तथा उनके बीच कॉल (Col) क्षेत्र बन जाता है। इस क्षेत्र में फ्रान्टोजेनिसिस के फलस्वरूप, एशियाई तट के पास वाताग्र विकसित होता है, जिसके एक ओर एशिया की शीतल महाद्वीपीय हवा तथा दूसरी ओर उत्तरी प्रशान्त की उप उष्ण कटिबंधी वायु राशि mT पाई जाती है। यह वाताग्र दक्षिणी-पूर्वी एशिया तट के पान बहुत कम पाया जाता है।

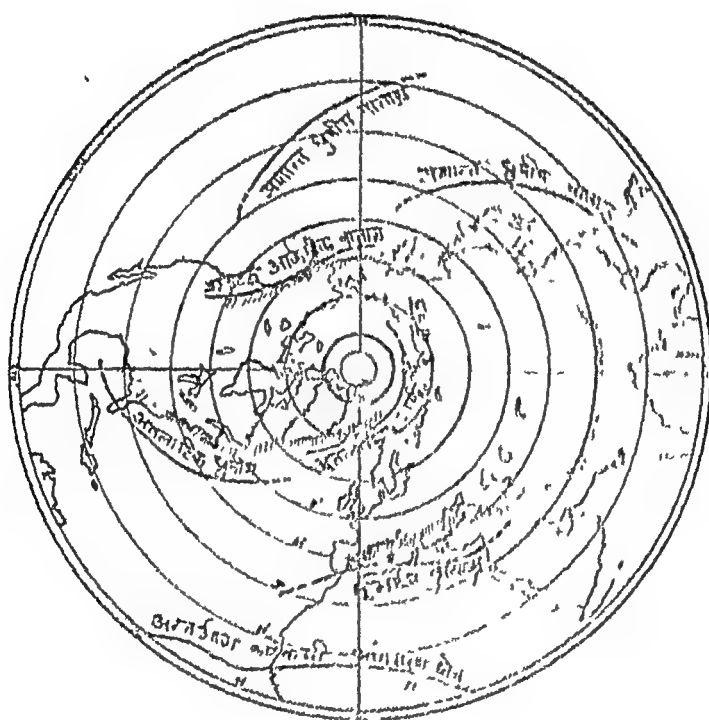
गर्मियों में दक्षिणी-पूर्वी एशिया के मानसून प्रभाव के कारण प्रशान्त ध्रुवीय वाताग्र उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर साइबेरिया के पूर्वो पट पर स्थापित हो जाता है।

(5) अन्तर्द्वि-कटिबंधी अभिंतरण क्षेत्र

यह मुख्यतः डोलड्रम पेटिका की मध्य स्थिति है, जो दोनों गोलार्धों की व्यापारी हवाओं की सीमा बनाती है। यह सीमा साधारणतः विमरित (diffused) होती है और अभिंतरण क्षेत्र सतही बँड में केन्द्रित न होकर, पर्याप्त चौड़ाई में फैल जाता है। यही कारण है कि यह वाताग्र क्षेत्र की परिभाषा को पूर्णतः सार्थक नहीं करता।

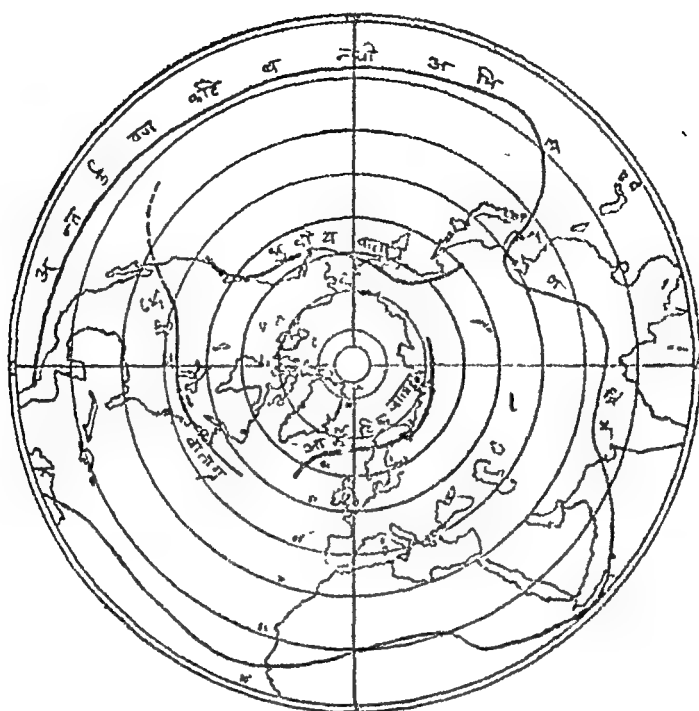
इसके पताच, दोनों व्यापारी हवाओं की लम्बे संरचना में दृढ़ता अन्तर नहीं पाया जात कि उन्हें वास्तविक रूप से विभिन्न वायुराशियों की संज्ञा दी जा सके। यही कारण है कि इस क्षेत्र को अन्तर्दृष्ट कटिपन्थीय वातांग की धारणा अन्तर्दृष्टार हिन्दी अभिसरण क्षेत्र (Inter Tropical Convergence Zone या I. T. C. Z.) के नाम से जानना अधिक उपयुक्त है।

सर्दियों में यह क्षेत्र पूर्णतः विषुव रेखा के दक्षिण में, दक्षिणी समाना और कोरल सागर (उत्तरी पास्ट्रेलिया) को भ्रष्टता तथा रिपत रहता है। किन्तु गर्मियों में अभिसरण क्षेत्र उत्तरी गोलार्ध में पश्चात् पूरी तक स्थानान्तरित हो जाता है, जहाँ इसकी मूल स्थिति उत्तरी भारत, दक्षिणी चीन, तथा फिलीपाइन द्वीप समूहों से होकर गुजरती है।



अन्तर्दृष्ट
मित्र (५५)

वातांगों का भौगोलिक आयोजन

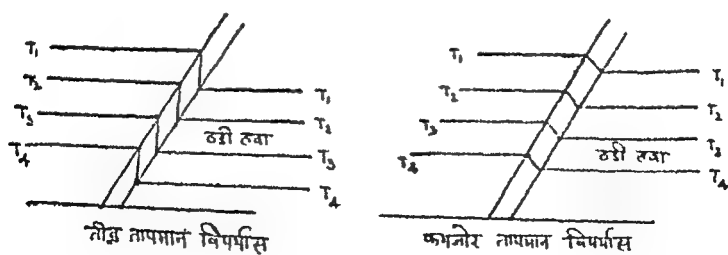


गुल्ड
चित्र (४४)

वाताग्रों का भौगोलिक आवंटन

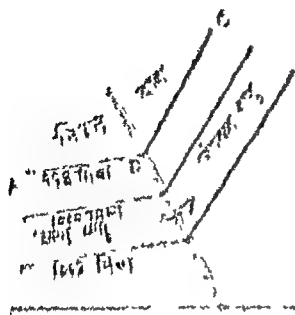
४६४ वाताग्रों के गुण

(१) वाताग्र ठण्डी और गर्म वायु राजि के बीच तीक्ष्ण सक्रमण की एक पतली तह होती है, जो सामान्यतः दोनो हवाग्रो के मिश्रण से बनती है। एक विकसित वाताग्र पृष्ठ में तापमान की उर्ध्वाधर सरचना चित्र (४९) की तरह होगी। कमजोर वाताग्रों में तापमान विपर्यास अपेक्षाकृत कम होता है।

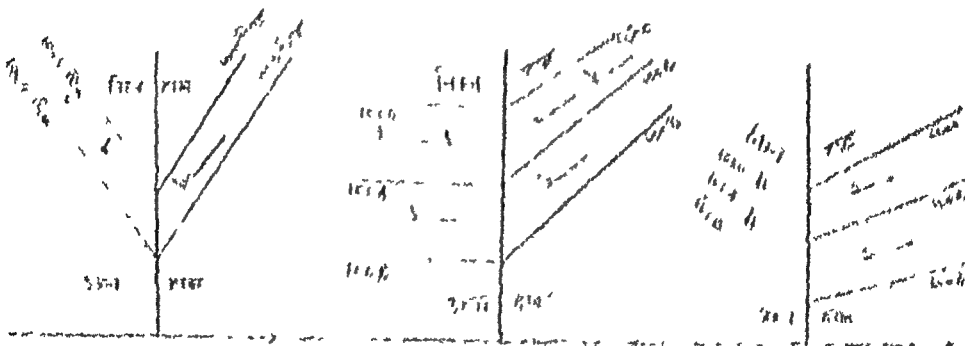


चित्र (४९)

(2) ချုပ်ကိုင်မှု၊ ပြောဆိုမှု၊ ရုပ်ပုံနှင့် အမည် ပြောင်းလဲမှု၊ အားလုံး ပေါ်ပေါက်လာမှု စသည်



1177 (8.10)

[illegible][illegible][illegible]

$\frac{1}{2} \left(\frac{1}{2} + \frac{1}{2} \right) = 1$

25th 14 313

(4) $\forall x \exists y (x \neq y \rightarrow \exists z (x \neq z \wedge y \neq z))$ എന്ന പ്രസ്താവം \mathcal{M} ൽ ശരിയാകുന്നു. \mathcal{M} ൽ $x \neq y$ ആകുന്ന x, y ന്റെ എണ്ണം ∞ ആകുന്നു. \mathcal{M} ൽ $x \neq y$ ആകുന്ന x, y ന്റെ എണ്ണം ∞ ആകുന്നു. \mathcal{M} ൽ $x \neq y$ ആകുന്ന x, y ന്റെ എണ്ണം ∞ ആകുന്നു.

४७० बालाश्री दे. प्रब. १२

एना-वाताग्र कहलाते हैं। जब उष्ण हवा, ठंडी वायु राशि की अपेक्षा अवरोह करती पाई जाती है, तो बहुत कमजोर वाताग्र बन पाते हैं। इन्हें केटा-वाताग्र कहते हैं।

871 विभिन्न गुणों के अनुसार, वाताग्र निम्नांकित प्रकारों में बाँटे जा सकते हैं।

(1) उष्ण वाताग्र (Warm front)—यह वह वाताग्र है, जिसमें उष्ण वायु, शीतल वायु को विस्थापित करती है। फलस्वरूप, उष्ण वायु ऊपर उठती है, जो मेघ और वर्षा उत्पन्न कर सकती है। उष्ण वायु के वाताग्र पृष्ठ पर चढ़ने के कारण, स्तरी प्रकार के मेघ ही सामान्यतः बनते हैं, जो ऊँच तहों में स्थित होते हैं। उष्ण वाताग्र से सम्बन्धित मेघों में पक्षाभ, स्तरीपक्षाभ, मध्य मन्गी तथा कपासी बहुत सामान्य हैं। जब उष्ण वायु अस्थाई होती है तो कपासी और यदा कदा कपासी वर्षा भी उत्पन्न हो सकते हैं।

उष्ण वाताग्र का भुकाव सामान्यतः 1 100 में 1 400 के बीच पाया जाता है। वाताग्र विक्षोभों की पश्चिम से पूर्व की ओर गति और वाताग्रों के समायोजन के कारणों से, किसी स्थान पर उष्ण वाताग्र पहले पहुँचता है। अतः इससे सम्बन्धित मौसम, जैसे हल्की वर्षा या फुहार तथा कुहरे की घटनाएँ किसी स्थान को पहले प्रभावित करती हैं। उष्ण वाताग्र की वर्षा के कारण उत्पन्न नमी, वाताग्र पृष्ठ के नीचे शीतल वायु राशि में सघनित होकर कुहरा बन जाती है।

उष्ण वाताग्र में उत्पन्न मौसम की घटनाएँ, उष्ण वायु राशि की प्रकृति पर विशेष निर्भर करती हैं। यदि यह वायु राशि शुष्क और स्थायी है, तो कम मेघ बन पाएँगे और वर्षा की सम्भावना बहुत क्षीण रहेगी। किन्तु वायु राशि यदि आर्द्र तथा प्रतिवन्धी या सवाह्निक रूप से अस्थायी है, तो तड़ित-भस्मा और बौछार की घटनाएँ भी संभव हैं।

उष्ण वाताग्र जब किसी स्थान से गुजरता है, तो वहाँ निम्नांकित प्रेक्षण स्पष्ट रूप से पाए जाते हैं : (1) हवा का लगभग 45° तक दक्षिणावर्तन (Veering) (2) तापमान और ओसाक की वृद्धि (3) वाताग्र से पहले दाब का घटना तथा वाताग्र के गुजरने के बाद दाब की धीमी वृद्धि (4) मौसम का साफ होना।

(2) शीतल वाताग्र (Cold front)

इसमें ठंडी वायु राशि, उष्ण वायु को विस्थापित करती जाती है, जिससे उष्ण वायु, नीचे से ठंडी हवा के ट्रिगर द्वारा ऊपर उठने को बाध्य होती है। सामान्यतः शीतल-वाताग्र पृष्ठों का भुकाव 1 40 से 1.100 तक पाया जाता है, जो उष्ण वाताग्र के भुकाव-कोण की अपेक्षा बहुत अधिक होता है। इसका कारण यह है कि वरातलीय घर्षण भूमि पर चलती हुई शीतल वायु राशि को पीछे की तरफ खींचता है। अतः वाताग्र पृष्ठ पर नीचे से एक खिचाव बल F पीछे की ओर लगता है, जिससे पृष्ठ का भुकाव-कोण अधिक पाया जाता है।

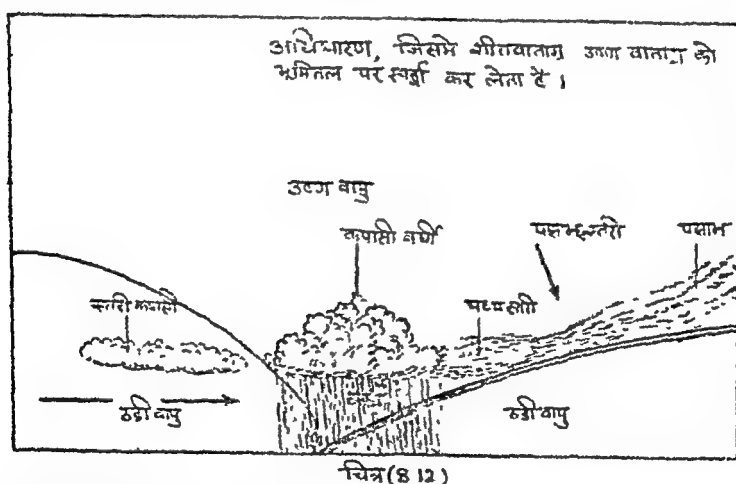
यदि उष्ण वायु, प्रतिवन्धी या सवाह्निक रूप से अस्थायी हो, तो वह तीव्रता से ऊपर की ओर अग्रसर होती है और बहूधा कपासी या गर्जन मेघ जनित करती है।

फलतः शीत वाताग्र ने सम्बन्धित मौसम घटनाएँ साधारणतः अधिक प्रचण्ड होती हैं—जैसे भारी वर्षा, स्वाल, ग्रोने तथा भारी हिमपात। वर्षा का प्रभाव क्षेत्र लगभग 100 किमी आगे तक फैला होता है।

शीत वाताग्र का ऊर्ध्व भुकाव गति की दिशा से विपरीत होता है। अतः इसके पहुँचने पर ही मौसम और मेघों का जनन एकाएक हो पाता है। शीत वाताग्र पहुँचने से पूर्व किसी मेघ विशेष का चिन्ह साधारणतः नहीं मिलता। इस वाताग्र की गति, उष्ण वाताग्र की अपेक्षा अधिक पायी जाती है। यही कारण है कि शीत वाताग्र गुजरने के बाद प्रायः मौसम शीघ्र साफ हो जाता है जब तक कि वाताग्र किसी कारण विशेष से मन्दित न हो जाय। इसका एक कारण यह भी है कि शीत-वाताग्र के पीछे अवतलन प्रवाह मुख्य होता है जो आकाश स्वच्छ करने में सहायता देता है।

कपासी और कपासी इर्षी शीत वाताग्र से सम्बन्धित मुख्य मेघ हैं, किन्तु स्तरी तथा मध्य स्तरी मेघ भी प्रचुर मात्रा में बनते हैं। शीत वाताग्र के गुजरते समय किसी स्थान पर निम्नांकित प्रभाव स्पष्ट प्रेक्षित किया जा सकता है।

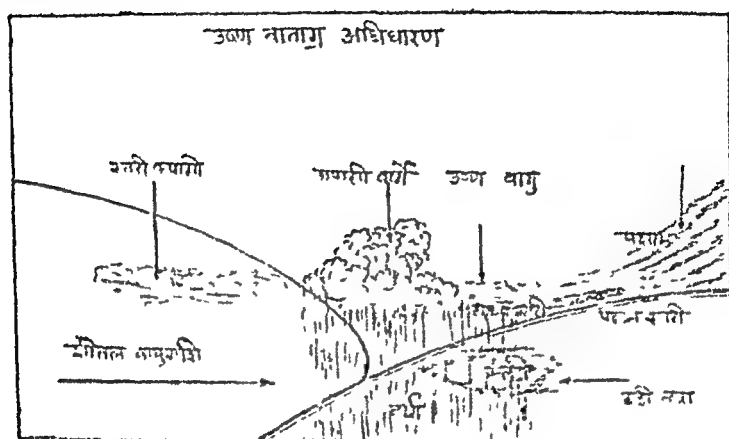
- (1) 45 से 180° तक धरातलीय हवा का दक्षिणावर्तन
- (2) वाताग्र पहुँचने से पहले हवा का वामावर्तन (Backing)
- (3) तापमान और आर्द्रता का अचानक ह्रास
- (4) वाताग्र के आगे दाव ह्रास किन्तु वाताग्र गुजरने के बाद दाव में तेज वृद्धि
- (5) वाताग्र गुजरने के बाद मौसम का तेजी से साफ होना।



(3) अधिविष्ट वाताग्र (Occluded front)

सामान्यतः किसी विक्षोभ में शीत वाताग्र, उष्ण वाताग्र की अपेक्षा तेजी से गति करता है। अतः यह जन्म, जन्म आगे बढ़कर उष्ण वाताग्र को पकड़ लेता है। इस स्थिति में शीत और उष्ण वाताग्र के बीच की उष्ण वायु राशि ऊपर की ओर विस्थापित हो जायेगी। इस प्रकार उष्ण वायु पूरी तरह ऊपर उठ जायेगी और धरातल पर शीत और उष्ण वाताग्रों के नीचे की ठण्डी हवाएँ एक दूसरे के सम्पर्क में आजायेंगी। यह स्थिति अधिघोरण कहलाती है। चित्र (8.12)

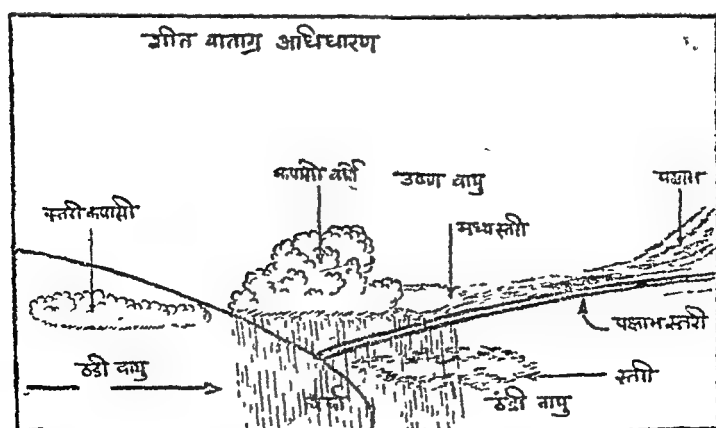
जब आने बढ़ती हुई ठण्डी हवा, उष्ण वाताग्र, पृष्ठ के नीचे की ठण्डी हवा की अपेक्षा गर्म होती है, तो उष्ण वाताग्र के उठ जाने के बाद, उष्ण वाताग्र प्रकार का अधिधारण बनता है। चित्र (8.13)



चित्र (8.13)

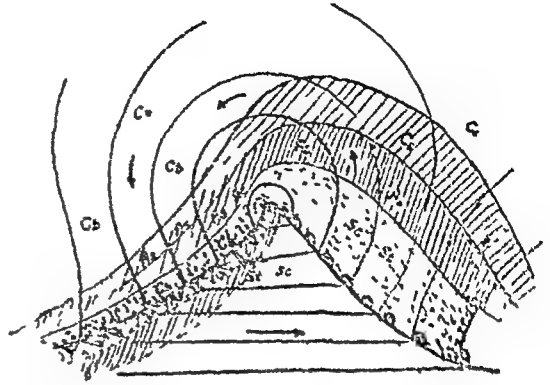
इस स्थिति में उष्ण वाताग्र पृष्ठ के नीचे की अधिक ठण्डी हवा, उष्ण वायु को ऊपर उठा देती है और यह उष्ण वायु उष्ण वाताग्र पृष्ठ पर ऊपर की ओर, जहाँ जहाँ बहने लगती है। इस प्रविधारण में उष्ण वाताग्र के प्रकार का ही मौसम उत्पन्न होता है। किन्तु ऊपर शीत वाताग्र से बीछार और गर्जन भव की घटनाएँ सम्बन्धित होती हैं।

जब शीत वाताग्र पृष्ठ के नीचे की ठण्डी हवा, उष्ण वाताग्र पृष्ठ के नीचे की हवा से अधिक शीतल होनी है, तो उष्ण वाताग्र के उठ जाने के बाद, शीत वाताग्र प्रकार का अधिविष्ट वाताग्र बनता है, जिसकी मुख्य रूप से मौसम सम्बन्धी वही विशेषताएँ हैं, जो एक उष्ण वाताग्र में पाई जाती हैं। चित्र (8.14)



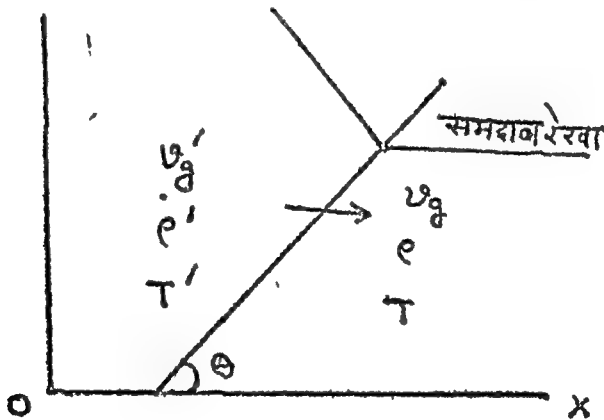
चित्र (8.14)

8.72 एक वाताग्र विक्षोभ में, जिसे इतर उष्ण कटिबन्धी (extratropical) साइक्लोन भी कहते हैं, उष्ण और शीत वाताग्र आवश्यक रूप से पाये जाते हैं। ये साइक्लोन मध्य और उच्च प्रक्षांशों में वाताग्र सक्रियता के फल-स्वरूप उत्पन्न होते हैं। साइक्लोन की अधिक निक्षिप्त अवस्था में अविधारण उत्पन्न हो जाता है।



चित्र (8.15)

धरातलीय भूमि पर एक पूर्ण विकसित वाताग्र विक्षोभ के संरचना चित्र (8.15) की भांति प्रदर्शित होता है। उष्ण और शीत वाताग्र के बीच, उष्ण वायु का त्रिभुजाकार भाग उष्ण सेक्टर कहलाता है। पश्चिम से पूर्व गति के दौरान किसी स्टेशन पर पहले उष्ण वाताग्र प्रभावित करता है। फिर उष्ण सेक्टर आता है, जो ठंडा होकर आकर अधिक कर देता है। अन्त में शीत वाताग्र स्टेशन पर पहुँचना ; गुजरने के बाद मौसम प्रायः शीघ्र साफ हो जाता है। वाताग्रों से संबंधित दैर्घ्य की घटनाएँ चित्र (8.15) में चिह्नित की गई हैं।



चित्र (8.16)

8.73 वाताग्र पृष्ठों के झुकाव कोण : भारगुली सूत्र

⊖ के मान की गणितीय गणना के लिए मारगुली का निम्नांकित सूत्र प्रयुक्त किया जा सकता है। यह सूत्र चित्र (8.16) द्वारा व्युत्पन्न (derive) किया जा सकता है, जिसमें Y-ग्रहा वाताग्र के समान्तर और Z-ग्रहा तन वाताग्र पृष्ठ के लम्बवत् लिया गया है।

$$\tan \ominus = \frac{f(\rho v g - \rho' v' g)}{g(\rho - \rho')}$$

जहाँ ρ और ρ' तथा vg और $v'g$ वाताग्र A के दोनों ओर, किनारों के बहुत पास धरातलीय घनत्व और भूव्यान्तर्ती हवाओं के मान हैं। g गुरुत्व जनित त्वरण तथा f कोरियालिम प्राचल है।

तापमान के पदों में,

$$\tan \ominus = \frac{f(vgT' - vg'T)}{T' - T}$$

8 80 वाताग्र विक्षोभ-इतर उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन (Extra tropic cyclone)

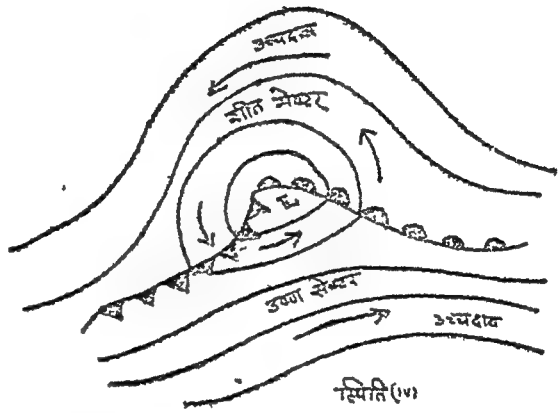
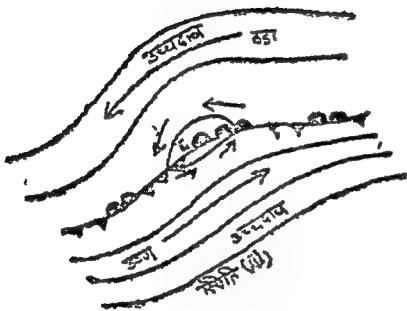
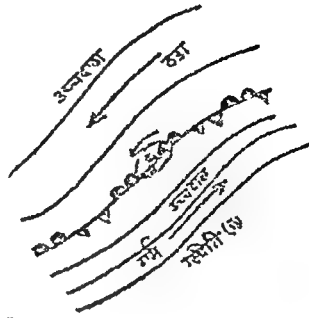
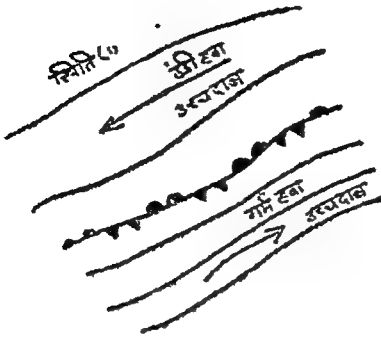
वाताग्र विक्षोभ द्रोणिका, निम्नदाब तथा अवदाब (depression) के रूप में पश्चिम से पूर्व की ओर गति करते हुए मध्य ग्रक्षांशों की जलवायु पर प्रमुख रूप से प्रभावकारी रहते हैं, जहाँ इन्हे इतर उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन या साइक्लोन के नाम से जाना जाता है। साइक्लोन ग्रच्छी तरह गिरसित वाताग्रों के क्षेत्र में जन्म लेते हैं। मध्य ग्रक्षांशों में ध्रुवीय तथा उष्ण कटिबन्धी वायु राजियों के सम्मिलन में यहाँ वाताग्रों के बनने की सुविधा अनिक्त पाई जाती है।

यह विकसित साइक्लोन उष्ण वाताग्र, शीत वाताग्र तथा उष्ण सेक्टर से सुसज्जित होता है, जिसकी संरचना धरातलीय मौसम मानचित्र पर चित्र (8 15) द्वारा स्पष्ट की गई है। अधिक विकास की अवस्था में अधिधारण पाया जाता है। अधिधारण की अवस्था में उष्ण वाताग्र का चिन्ह धरातलीय मानचित्र पर नहीं मिलता।

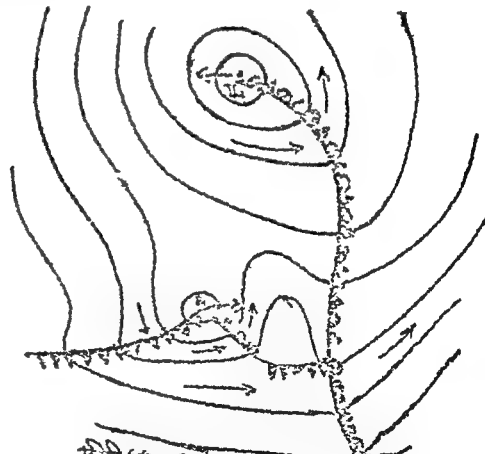
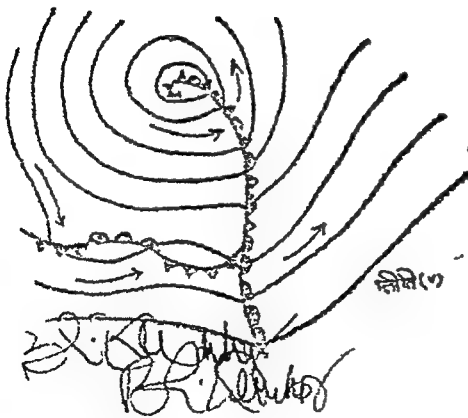
सामान्य दशा में गम्भीर निम्न दाब अथवा अवदाब के रूप में विकसित साइक्लोन में 9-10 किमी ऊँचाई तक, उच्चतर वायु में चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका पाई जाती है। ऐसे साइक्लोन लगभग 1000 किमी व्यास के क्षेत्र पर अपना प्रभाव रखते हैं। उच्च क्षोभ मण्डल में जेट धाराओं के प्रभाव में, सभी साइक्लोन पूर्व की ओर गति करते हैं। गति की दर 20 से 40 किमी प्रति घण्टा तक पाई जाती है, जो सर्दियों में गर्मियों से साधारणतः अधिक होती है।

8 81 साइक्लोन के विकास की अवस्थाएं

साइक्लोन का जीवन चक्र एक स्थिर वाताग्र से आरम्भ होता है, जिसके दोनों ओर क्रमशः गर्म और ठण्डी हवाएँ विद्यमान हो। यह दशा चित्र (8 17) स्थिति



चित्र (६७)



चित्र (६८) द्वितीय दिशोभ का अनुदय

(i) में दिखाई गई है, जिसमें उष्ण हवा का प्रवाह पश्चिमी तथा शीतल हवा का प्रवाह पूर्वी है। वायु प्रवाह के समानान्तर होने के कारण वाताग्र AB स्थिर है। इस वाताग्र में आरौही धाराएँ अनुपस्थित होती हैं, अतः इनसे मेघ जनन की सम्भावनाएँ बहुत क्षीण हो जाती हैं। चूँकि ठण्डी हवा गर्म हवा के नीचे आने की प्रवृत्ति रखती है, अतः वाताग्र पृष्ठ में एक झुकाव उत्पन्न हो जा गया। इस पृष्ठ के

दोनों ओर धरातलीय हवाएँ, एक दूसरे की विपरीत दिशा में प्रवाहित होती हैं, जिसमें तीव्र वायु अपरूपण विकसित हो जाता है। पर्याप्त वायु अपरूपण के कारण जब यह सन्तुलन बिगड़ता है, तो वातावरण पृष्ठ में एक तरंग उत्पन्न हो जाती है और पृथ्वी तल की उष्ण हवा, शीतल हवा में एक उभार बना देती है। इस दशा में वातावरण AB चित्र की स्थिति (ii) का आकार ग्रहण कर लेता है, जिसमें धरातलीय वातावरण में एक उभार स्पष्ट हो जाता है।

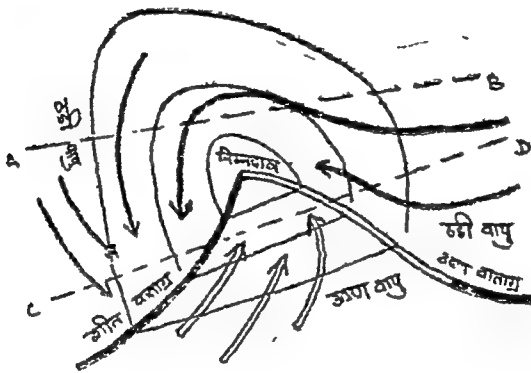
यदि तरंग स्थायी है, तो यह और विरामित नहीं हो सकती और इसी प्रवृत्ति में गतिमान रहेगी। किन्तु यदि तरंग अस्थायी है, तो इसका आग्राम और वहेगा। स्थिति (iii) की अवस्था आने-आने साक्ष्यों का साक्ष्य स्पष्ट होने लगता है, जिसमें उष्ण हवा शीतल वायु के ऊपर चढ़ने तथा शीतल वायु उष्ण हवा के नीचे प्रविष्ट होने की चेष्टा करने लगती है। इसके फलस्वरूप, उष्ण और शीतल वातावरण अलग-अलग रूप धारण कर लेते हैं। शीर्ष पर निम्नदाब भी उत्पन्न हो जाता है। 600 किमी से छोटी तथा 3000 किमी से बड़ी तरंग दैर्घ्य की तरंग सामान्यतः स्थायी और साइक्लोन में विकसित नहीं होती। इन सीमाओं के बीच की तरंगें, पर्याप्त वायु अपरूपण अथवा अन्य बलों से या पर्वतीय शृङ्खलाओं की उपस्थिति में अस्थायी होती है तथा साइक्लोन में विकसित होने की क्षमता रखती है। इन साइक्लोन तरंगों कहते हैं।

साइक्लोन तरंगों का आग्राम जब स्थिति (iii) में और अधिक विकसित होता है तो शीत वातावरण को नीचे से उठाकर अधिविष्ट वातावरण पैदा कर देता है। स्थिति (iv)। इस स्थिति में उष्ण सेक्टर के शीर्ष पर समशाय रेखाएँ मिलती जाती हैं और निम्नदाब गम्भीर होने लगता है और जहाँ अवदाब का ह्रास हो जाता है।

अधिधारित अवदाब में उष्ण हवा पूर्णतः ऊपर उठा ली जाती है। अधिधारण बढ़ते रहने से भूमितल की वातावरण-रचना विपरीत हो जाती है और साइक्लोन उच्चतर वायु मण्डल में चरमानी प्रवाह का रूप धारण कर लेते हैं। स्थिति (v) और (vi)।

8.82 एक अधिधारित इतर उष्ण गटिद्वयी अवदाब की संरचना तथा सम्बन्धित भौमम शृङ्खलाएँ चित्र (8.18) में प्रदर्शित की गई हैं। स्थिति (i) धरातलीय भौमम चार्ट पर अवदाब का प्रदर्शन है। अपने पश्चिम से पूर्व की यात्रा के दौरान, इस प्रारूप का उष्ण वातावरण सबसे पहले किसी स्टेशन पर पहुँचता है। स्टेशन पर पहुँचने के एक-दो दिन पहले से ही, पश्चात्त में दिग्दर्श देने लगते हैं। फिर Cs, As तथा Sc मेघ शृङ्खलावद्ध रूप में स्टेशन को प्रभावित करते हैं। फुहार और हल्की वर्षा की घटनाएँ तथा कुहरे उत्पन्न होने लगते हैं। यदा-कदा नमी और अस्थायित्व की अनुकूल परिस्थितियों में यह वातावरण, कपासी और कपासी वर्षा मेघ भी उत्पन्न कर सकता है। उष्ण वातावरण गुजर जाने के बाद उष्ण सेक्टर आता है, जो तापमान बढ़ा देता है तथा भौमम कुछ समय के लिए साफ हो जाता है। फिर शीत वातावरण का आगमन स्टेशन पर अचानक सा प्रतीत होता है,

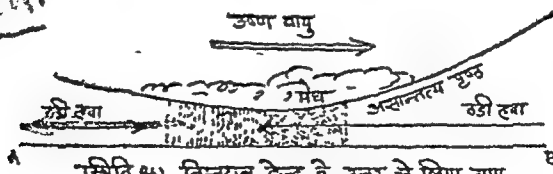
क्योंकि गति से विपरीत दिशा में झुकाव के कारण, शीत वाताग्र पर जनित मेघ पहले नहीं पहुँच पाते। शीत वाताग्र सामान्य रूप से कपासी और तड़ित मेघ बनाता है, जिसमें सम्बन्धित भारी वर्षा, ग्ववाल, ग्रोने, हिमपात आदि घटनाएँ उत्पन्न होती हैं। शीत वाताग्र के गुजरने के बाद उसके पीछे की शीतल हवा, शीत तरंगों के रूप में स्टेशन पर से गुजरती है। तापमान गिरने से कुहरे की घटना भी बहुत सामान्य है।



स्थिति (i) अवदान धरातलीय मानचित्र पर

चित्र (8.18)

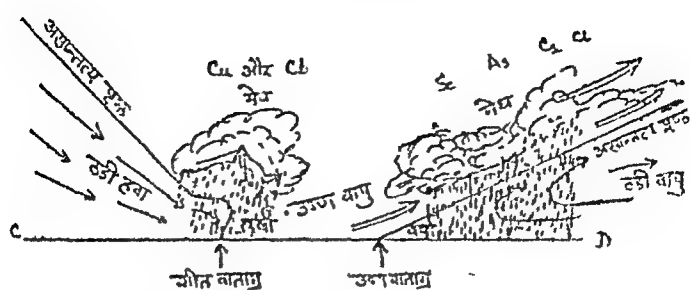
स्थिति (ii) अवदाव का वह ऊर्ध्व अनुच्छेद (Vertical cross section) प्रदर्शित करता है, जो निम्न दाव केन्द्र के उत्तर से लिया गया है। इससे स्पष्ट हो जाता है कि अविधारण की स्थिति में उष्ण हवा धरातल पर नहीं आती, किन्तु उच्चतर वायुमण्डल में उठी होती है। चूँकि निम्नदाव केन्द्र के उत्तर से, उष्ण हवा उठाई गई है, अतः धरातलीय ठंडी हवा की गति पूर्व तथा ऊपरी उष्ण हवा की गति पश्चिम होनी चाहिए।



स्थिति (ii) निम्नदाव केन्द्र के उत्तर से लिया गया ऊर्ध्व अनुच्छेद

चित्र (8.18)

स्थिति (iii) अवदाव का वह ऊर्ध्व अनुच्छेद है, जो निम्नदाव केन्द्र के दक्षिण से लिया गया है। शीतल वायु किस प्रकार ऊपर उठती है और उष्ण वायु में किस प्रकार वेज (wedge) बनाती है, यह इस चित्र से स्पष्ट है।



स्थिति (iii) निम्नदाब के ठीक से लिया अर्धचंद्र अनुच्छेद

चित्र (8.15)

8 83 इतर उष्ण कटिबंधी साइक्लोनो में ऊर्जा का मुख्य स्रोत दोनों वायुराशियों में तापमान का विपर्याय ही है। ऊपर उठती हवा द्वारा संचित जल से निकली गुप्त उष्मा भी, विशेषकर जब अपनी यात्रा के दौरान उष्ण और आर्द्र महासागरीय हवाओं का आगमन होता हो, पर्याप्त ऊर्जा देती है।

8 84 अधिधारण प्रक्रम के अन्त में जब प्रारम्भिक अवदाव लगभग विलीन होने लगता है, तो शीत वाताग्र का कुछ भाग पीछे छूट जाता है, जो पुन विक्षोभ उत्पन्न करने का आधार बन सकता है। तब प्रारम्भिक अवदाव के दक्षिण पश्चिम में कभी-कभी अनुकूल परिस्थितियों में द्वितीयक अवदाव बन जाते हैं, जो संरचना और प्रकृति में प्रारम्भिक अवदाव के ही समान होने हैं, उसी दिशा में अग्रसर होते हैं और वही जीवन चक्र अपनाते हैं। द्वितीयक अवदाव भी अनुकूल परिस्थितियों में, दूसरे साइक्लोन को प्रेरित कर सकते हैं। इस प्रकार, एक विकसित अवदाव से एक पूरा साइक्लोन परिवार सम्बन्धित होता है, जिसमें प्रत्येक सदस्य अपने जनक से साधारणतः क्षीणतर होता है।

भूमध्य सागर में जनित प्रारम्भिक वाताग्र अवदावों या निम्न दावों द्वारा जनित किए गए साइक्लोन परिवार के ही कुछ सदस्य, जो अपेक्षाकृत दक्षिणी मार्ग पर अग्रसर होते हैं, नवम्बर से मई तक उत्तरी भारत तक पहुँचते हैं और सदियों की वर्षा उत्पन्न करते हैं। भारत में इन्हें पश्चिमी विक्षोभ (Western-disturbance) कहा जाता है। जो विक्षोभ, प्रारम्भिक साइक्लोन के किन्हीं सदस्यों द्वारा प्रेरित किए गए धरातलीय निम्नदाव के रूप में पहुँचते हैं, उन्हें प्रेरित निम्नदाव induced low भी कहते हैं।

उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ, चक्रवाती तूफान और प्रतिचक्रवात

(Tropical Disturbances, Revolving Storms and Anticyclones)

9.10 उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ

सम्पूर्ण पृथ्वी की लगभग आधी सतह उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों में बिरी है, जिसका अविकांग भाग महासागरीय है। यहाँ धरातलीय वायु प्रवाह बहुत धीमा होता है। अतः उष्ण कटिबन्धी का बहुत बड़ा भाग विपुव रेखीय वायु राशि का विज्ञात स्रोत क्षेत्र बन जाता है। किसी अन्य वायु राशि की अनुपस्थिति में वाताग्र विक्षोभों की उत्पत्ति इन क्षेत्रों में नहीं हो पाती है।

किन्तु व्यापारी अथवा विपुव रेखीय पूर्वी हवाओं के अभिसरण से आरोही धाराएँ उत्पन्न होती हैं जो इन क्षेत्रों में अत्यधिक मेघ तथा वर्षा उत्पन्न किया करती हैं। समान गुणों वाली हवाओं का अभिसरण वानाग नहीं कहलाता। यही कारण है कि दोनों उष्ण कटिबन्धी की व्यापारी हवाओं का सम्मिलित क्षेत्र अन्तर्दण्ड कटिबन्धी अभिसरण क्षेत्र कहलाता है, न कि अन्तर्दण्ड कटिबन्धी वाताग्र। ^{1TCZ}

विपुव रेखीय अभिसरण क्षेत्र की स्थिति और समय में नियमितता नहीं पाई जाती। अतः इसके द्वारा उत्पन्न विक्षोभों का समकालीन अध्ययन एवं सहसंबंध ज्ञात करना एक दुरूह समस्या है।

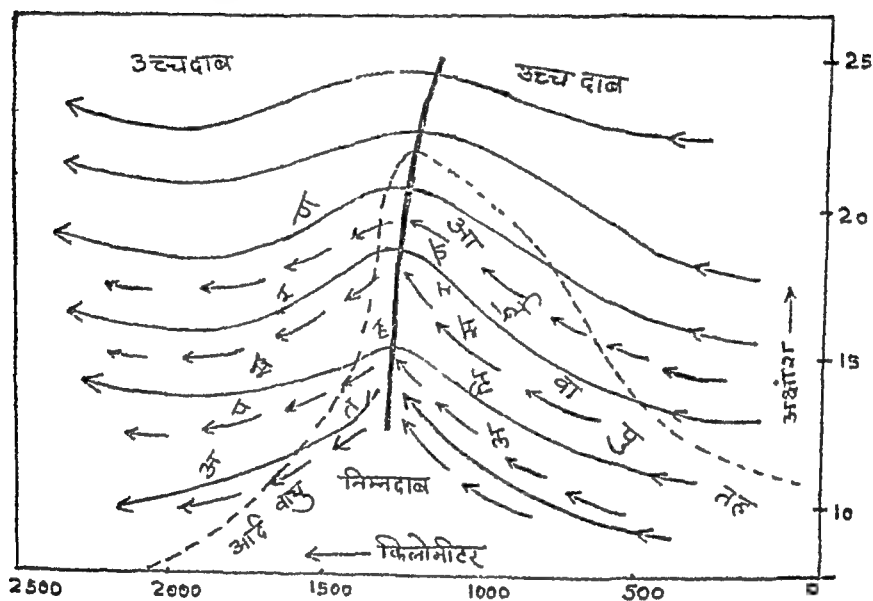
9.11 अधिकांश विपुव रेखीय वर्षा कपासी तथा कपासी वर्षा मेघों द्वारा प्राप्त होती है, जिसके लिये नमी के अतिरिक्त ऊर्ध्वधाराओं का उपस्थित होना भी अनिवार्य है। ये ऊर्ध्वधाराएँ निम्नांकित कारणों से उत्पन्न हो सकती हैं—

- (1) हवाओं का अभिसरण।
- (2) हवाओं का पर्वतीय उत्थापन।
- (3) धरातलीय उष्मन से उत्पन्न अस्थायित्व।

9.12 पूर्वी तरंगे (Easterly Waves)

मध्य प्रशान्तमहासागर की व्यापारी हवाओं और विपुव रेखीय पूर्वी वायु प्रवाह में एक और प्रकार का विक्षोभ प्रायः गर्मियों में तरंग द्रोणिका के आकार में जनित होता है। द्रोणिका AB धरातलीय मौसम मानचित्र पर पूर्व की ओर झुकी होती है। यह तरंग पूर्वी वायु प्रवाह में पश्चिम की ओर, लगभग 600 किमी.

प्रतिदिन के वेग से चलती है। इसके पीछे अभिसरण तथा आगे अपसरण प्रमुख होता है। फलतः द्रोणिक रेखा AB के ठीक पीछे गर्जन मेघ और वीछार की घटनाएँ पाई जाती हैं और तापमान एकाएक घट जाता है। रेखा के आगे अपसरण के कारण अवतलन प्रवाह उपस्थित आर्द्रता को ऊपर उठने से रोक देता है। अतः द्रोणिका के आगे साधारणतः स्वच्छ मौसम या प्रकीर्ण कपासी मेघ तथा धरातल पर धुंध उत्पन्न हो सकते हैं।



चित्र (९१)

व्यापारी हवाओं में इस प्रकार की अनुप्रस्थ विक्षोभ तरंगें, पूर्वी तरंगें कहलाती हैं। तरंग द्रोणिका के विपुवत् रेखीय सिरे के पास प्रायः एक कमजोर निम्नदाब क्षेत्र उपस्थित रहता है, जो अनुकूल परिस्थितियों में अवदाब या चक्रवाती तूफान में विकसित हो सकता है। *Depression*

विशेषकर सर्दियों में जब विपुवत् रेखीय भागों में व्यापारी हवाओं के क्षेत्र में व्युत्क्रमण-तह अनेक स्थानों पर बहुत तीव्र होती है, पूर्वी तरंगें उत्पन्न नहीं हो पाती। गर्मियों में व्युत्क्रमण जिन क्षेत्रों में कमजोर हो जाते हैं, वही तरंगों की उत्पत्ति के लिए सर्वाधिक सुविधा प्राप्त रहती है।

9.13 उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ, जो प्रायः विपुवत् रेखीय सागरों के अभिसरण क्षेत्रों में जनित होते हैं तथा अपनी यात्रा के दौरान प्रभावित क्षेत्रों में वर्षा उत्पन्न करते हैं, अनेक दाब प्रणालियों के रूप में पाए जाते हैं। समकालीन मौसम मानचित्रों पर इन प्रणालियों का प्रावरूप बढ़ती हुई तीव्रता के क्रम में निम्नांकित है :—

(1) ट्रोणिका (Trough)

(2) निम्नदाब क्षेत्र—यह बन्द समदाब रेखा से घिरा निम्नदाब क्षेत्र है, जिसमें चक्रवाती वायु प्रवाह प्रायः हल्का (17 नाट) से कम पाया जाता है।

(3) अवदाब (Depression)—केन्द्र पर वायुदाब अधिक कम हो जाने से निम्नदाब अवदाब में सर्वाधिक हो जाता है। इस अवस्था में निम्नदाब क्षेत्र दो बन्द समदाब रेखाओं से घिरा होता है। ये समदाब रेखाएँ प्रायः दो मिली बार दावान्तर पर खींची जाती हैं। दाब प्रवणता बढ़ जाने से, चक्रवाती प्रवाह तीव्र हो जाता है, जिसकी सीमा 17 से 27 नाट तक निर्धारित की गई है।

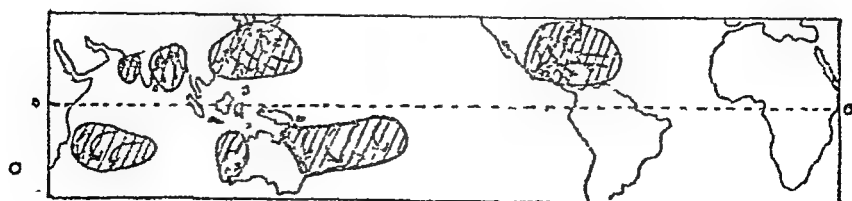
(4) गंभीर अवदाब (Deep Depression)—दो या तीन समदाब रेखाओं से घिरा वह निम्नदाब क्षेत्र, जिसमें दाब प्रवणता और बढ़ जाती है, गंभीर अवदाब कहलाता है। इसमें वायु प्रवाह की सीमा 28 से 37 नाट निर्धारित की गई है।

(5) चक्रवाती तूफान (Cyclonic Storm)—गंभीर अवदाब और तीव्र होने पर चक्रवाती तूफान बन जाता है। इस अवस्था में अत्यधिक दाब प्रवणता इंगित करते हुए मानचित्र पर चार या पांच बंद समदाब रेखाएँ पाई जाती हैं तथा चक्रवाती प्रवाह 38-47 'नाट' के बीच रहता है।

(6) भीषण चक्रवाती तूफान या हुरीकेन (Hurricane)—जब चक्रवाती तूफान और अधिक प्रचण्ड रूप धारण कर लेता है, तो भीषण चक्रवाती तूफान कहलाता है। इस दशा में मौसम मानचित्र, अत्यधिक प्रवणता युक्त 6 या 6 से अधिक बंद समदाब रेखाएँ प्रदर्शित करता है तथा प्रवाह तीव्रता 48 नाट या अधिक पाई जाती है।

9.14 उत्पत्ति के क्षेत्र

अधिकतम उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ, पूर्वी तरंगों में उष्ण महासागरों के उन भागों में उत्पन्न होते हैं, जो अन्तर्-उष्ण कटिबन्धी अभिसरण क्षेत्र के प्रभाव क्षेत्र में पड़ते हैं। अभिसरण क्षेत्र के ऋतुनिष्ठ स्थानान्तरण के साथ अवदाबों के जनक क्षेत्र भी स्थानान्तरित होते रहते हैं। दोनों गोलार्द्धों में उष्ण कटिबन्धों का सम्पूर्ण महासागरीय भाग, जहाँ तापमान 25°C से अधिक पाया जाता है, अवदाब और चक्रवात जनित करने के उपयुक्त है, किन्तु प्रचण्ड रूप के उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों के प्रमुख जनक क्षेत्र निम्नांकित है, जिन्हें चित्र (9.2) में दिया गया है।



चित्र (9.2)

(1) उत्तरी प्रतलाटिक का विषुवत् रेखीय भाग—यहाँ अगस्त और सितम्बर में चक्रवाती तूफान पैदा होते हैं। पश्चिम या पश्चिम उत्तर पश्चिम की ओर बढ़ते हुए, ये तूफान उत्तरी अमेरिका के दक्षिणी-पूर्वी तट को प्रभावित करते हैं।

(1) उत्तरी केरिबियन सागर—इसमें जून में नवम्बर तक तूफान उत्पन्न होते हैं। मेक्सिको की खाड़ी में भी इन्हीं दिनों चक्रवात जनित होते हैं। ये सभी सामान्यतः उत्तर-पश्चिम की ओर अग्रसर होते हैं।

(2) निम्न अक्षाणीय प्रशान्त महासागर में, चक्रवातों की उत्पत्ति के कई क्षेत्र हैं। मेक्सिको तट के पास उत्तरी प्रशान्त महासागर में, जून से नवम्बर तक चक्रवात बनते हैं। फिलीपाइन्स और चीन सागर तथा सलग्न प्रशान्त महासागर (170 पूर्वी देशान्तर के पास) में मई से दिसम्बर तक पर्याप्त सगता में चक्रवात उत्पन्न होते हैं। उत्तरी गोलार्द्ध के चक्रवात प्रायः पश्चिम से उत्तर पश्चिम की ओर का मार्ग अपनाते हैं जबकि दक्षिणी गोलार्द्ध के चक्रवात पश्चिम या दक्षिण की ओर बढ़ते हैं।

(3) बंगाल की खाड़ी में मई से दिसम्बर तथा अरब सागर में मई, जून तथा अक्टूबर से दिसम्बर तक चक्रवात बनते हैं। दक्षिणी हिन्द महासागर में मेडागास्कर से 90 अंश पूर्वी देशान्तर तक का क्षेत्र नवम्बर से मई तक चक्रवातों का प्रजनन करता है।

भारतीय सागर में अवदाव उन क्षेत्रों में जनित होते हैं, जहाँ उत्तर-पूर्व या उत्तर-पश्चिम से आती शुष्क थलीय हवाएँ दक्षिण से आती आर्द्र महासागरीय हवाओं से अभिसरित होती हैं। यह क्षेत्र जनवरी तथा फरवरी में विषुवत् रेखा के दक्षिण में स्थित होता है, जो सूर्य के साथ धीरे-धीरे उत्तर की ओर स्थानान्तरित होता जाता है, तथा मई के दूसरे या तीसरे सप्ताह तक मध्य बंगाल की खाड़ी तक आ जाता है। अवदावों का जनम क्षेत्र उत्तर की ओर तब तक बढ़ता रहता है, जब तक कि उत्तर भारत पर मानसून द्रोणिका पूर्णतः स्थापित नहीं हो जाती। यह जून के अन्त या जुलाई के प्रारम्भ तक हो पाता है। इन स्थिति में अवदाव बंगाल की खाड़ी के शीर्ष स्थल पर उत्पन्न होने लगते हैं। ये मानसून अवदाव कहलाते हैं, जो प्रभावित क्षेत्रों में मानसून की सक्रियता बहुत बढ़ा देते हैं।

सूर्य के दक्षिण की ओर स्थानान्तरण के साथ, उत्पत्ति क्षेत्र अथवा अभिसरण क्षेत्र पीछे हटने लगते हैं, साधारणतः दक्षिण पूर्व की ओर। अक्टूबर तक ये क्षेत्र पुनः मध्य खाड़ी तथा दिसम्बर में विषुवत् रेखा तक पहुँच जाते हैं।

अरब सागर में थलीय और सागरीय हवाओं के विभाजन क्षेत्र स्पष्ट रूप से दृष्टिगोचर नहीं हो पाते हैं। ग्रीष्म मानसून काल (जून-सितम्बर) में अरब सागर में साधारणतः कोई अवदाव उत्पन्न नहीं होते। बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न हुए अवदाव यदाकदा भारतीय प्रायद्वीप से गुजर कर उत्तरी अरब सागर में प्रवेश कर जाते हैं। अरब सागर में अवदाव तथा चक्रवातों की उत्पत्ति मई तथा प्रारम्भिक

जून या फिर अक्टूबर-नवम्बर में पाई जाती है। अक्टूबर-नवम्बर के चक्रवात दोनों ही सागरो में अत्यधिक प्रचण्ड होते हैं।

9.15 ऊर्जा स्रोत

उष्ण सागर तलों पर व्यापारी या विपुवन् रेखीय अभिसरण तथा सौर उष्मण के कारण आर्द्र हवाओं में ऊर्ध्व धाराएँ उत्पन्न हो जाती हैं। ये हवाएँ कुछ ऊँचाई पर स्तब्ध गीतलत के कारण सघनित होती जाती हैं। सघनन द्वारा छोड़ी गई गुप्त उष्मा ही, अवदावो या चक्रवातों के विकसित होने के लिए ऊर्जा प्रदान करती है। इस उष्मा के कारण निम्न तहों की हवाएँ और गर्म होने लगती हैं, जिससे वाष्प भारी हवाओं की आरोही धाराएँ और तीव्र हो जाती हैं। फलतः सागर सतह पर तीव्र अपसरण तथा निम्नदाब पैदा होने लगता है, जिसे भरने के लिए चारों ओर की हवाएँ तेजी से दौड़ने लगती हैं। पृथ्वी के घूर्णन के कारण ये हवाएँ सर्पिल प्रवाह के रूप में निम्नदाब केन्द्र तक पहुँचने का प्रयास करती हैं। चक्रवाती सर्पिल प्रवाह के कारण हवाएँ, केन्द्र तक नहीं पहुँच पाती, क्योंकि वे केन्द्रापसारि बल द्वारा, केन्द्र तक पहुँचने के पूर्व ही दिक्षेपित कर दी जाती हैं इस प्रकार —

(1) अभिसरण लगातार बढ़ते रहने से, आरोही प्रवाह तथा सघनन द्वारा उत्पन्न गुप्त उष्मा लगातार एक बढ़ती हुई मात्रा में मिलती रहती है, जिससे सर्पिल प्रवाह और अधिक प्रचण्ड होता जाता है।

(2) केन्द्र बिन्दु तक हवाओं के न पहुँच पाने से वहाँ निम्नदाब, गंभीरतर होता जाता है। इसके फलस्वरूप निम्नदाब का क्षेत्र, अवदाव और फिर चक्रवाती तूफानों में सञ्चित हो जाता है।

9.20 उष्ण कटिबन्धी चक्रवाती तूफान (Tropical Revolving storm) या उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन

उष्ण कटिबन्धी सागरो में उत्पन्न होने वाले चक्रवाती तूफानों के लिए “साइक्लोन” शब्द का प्रयोग सबसे पहले कैप्टन हैनरी पिडिन्टगन ने कलकत्ता में सन् 1848 में किया। यह शब्द नेटिन भापा के “काइक्लोस” शब्द से बनाया गया है, जिसका अर्थ होता है “नर्प की कुण्डली” कुछ स्थानों पर इन्हीं तूफानों को दूसरे नामों से भी जाना जाता है, अटलांटिक और पूर्वी प्रशान्त में “हरीकेन”, पश्चिमी प्रशान्त और चीन सागर में “टाईफून” तथा आस्ट्रेलिया के निकटवर्ती सागरो में “विल्ली विल्ली” (willy willy) शब्द उष्ण कटिबन्धी चक्रवाती तूफानों को ही सम्बोधित करते हैं।

एक अच्छी तरह विकसित उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन, सागर तल पर 200 से 800 किमी व्यास तथा 10 से 15 किमी ऊँचाई का प्रचण्ड वायु वातावर्त (whirlwind) है, जिसमें निम्नदाब केन्द्र पर खड़ी ऊर्ध्व अक्ष के चारों ओर वेलनाकार त्रिविम (Three dimensional) वायु राशि, तीव्रता से सर्पिल गति करती है। यह

गति साधारणतः केन्द्र से 50 से 100 किमी की दूरी पर अधिकतम पाई जाती है, जो 150 किमी/घण्टा तक हो सकती है। निम्नतमो पर वायु सर्पिल गति करती हुई, ऊपर को उठती जाती है। फलस्वरूप आरोही धाराओं के कारण, निम्नदाब केन्द्र पर पर्याप्त जलराशि पर्वतों की भाँति ऊपर उठ जाती है। यह त्रिविम प्रणाली 300 से 500 किमी प्रति दिन के वेग से सागर तल पर सन्तुलन की अवस्था में गति करती रहती है।

9.21 प्रौढ अवस्था में, जब साइक्लोन प्रचण्ड कहलाता है, इसकी संरचना निम्नांकित चार भागों से मिलकर बनी होती है। ये चारों भाग सागर तल तथा सलग्न निम्न वायुमण्डलीय तहों में स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं।

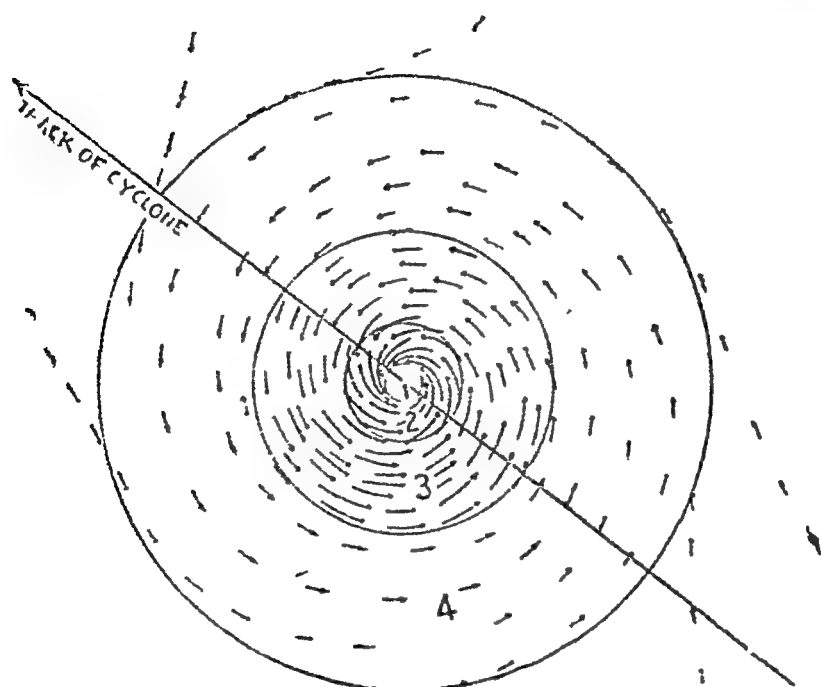
(1) 15 से 30 किमी व्यास का निम्नदाब केन्द्र, जहाँ वायु शान्त या बहुत धीमी बहती है और आसमान मुख्यतः साफ रहता है। इसका कारण यही है कि तीव्रता से गति करती अन्तर्मुखी चक्रवाती हवाएँ, केन्द्र के चारों ओर तो घूमती हैं परन्तु केन्द्र पर अभिमुखित नहीं हो पाती, ठीक ऐसे, जैसे कोई उपग्रह केन्द्र के प्रति आकर्षित होते हुए भी, वृत्ताकार पथ पर घूमने को बाध्य होता है। इस प्रकार सर्पिलाकार में घूमती हुई बेलनाकार वायुराशि का केन्द्र, एक खोखले पाइप की भाँति होता है, जिसमें चक्रवाती हवाएँ प्रवेश नहीं कर पाती। यह भाग साइक्लोन की आँख (Eye) कहलाता है।

(2) उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन का दूसरा भाग 'आँख' और 50 से 150 किमी व्यास की परिधि के बीच सीमित होता है जिसमें केन्द्र की ओर दबाव बहुत तेजी से घटना जाता है तथा 100 किमी प्रतिघण्टा या अधिक गति की तूफानी हवाएँ बहती हैं। इस भाग में मूसलाधार वर्षा तथा स्थूल की घटनाएँ बहुत अधिकता में होती रहती हैं।

(3) यह साइक्लोन का बाहरी भाग है जिसमें वायुगति केन्द्र की ओर बढ़ती जाती है। जब तक कि वह भाग (2) की परिधि पर अधिकतर नहीं हो जाती। इस भाग में वायु प्रवाह सामान्यतः केन्द्र के सममित नहीं पाया जाता।

(4) यह साइक्लोन के बाहरी भाग से आगे, लगभग 1000 किमी व्यास की परिधि तक बहुत धीमी किन्तु चक्रवाती हवाओं का क्षेत्र है, जहाँ से ये चक्रवाती हवाएँ केन्द्र की ओर अभिमुखित होती प्रतीत होती हैं।

रूप प्रोट चक्रवात का धरातलीय व्यवस्थित रेखाचित्र



चित्र (9 3)

ये चारो भाग व्यवस्थित रूप से चित्र (9 3) में दिए गए हैं। एक विकसित उष्ण कटिबन्धी साइक्लोन का ऊर्ध्व-काट (Vertical Section) चित्र (9 4) द्वारा प्रदर्शित किया गया है।

9.22 भारतीय सागरो मे चक्रवातो की आयु कुछ घण्टो से लेकर दो सप्ताह तक पायी जाती है। सान्त्विकीय औसतीकरण के आधार पर, औसत आयु 6 दिन के लगभग निर्धारित की जा सकती है। इस अवधि मे चक्रवात निम्नांकित अवस्थाओ से गुजरता हुआ, अपना जीवन चक्र पूरा करता है।

(1) निर्माण अवस्था (Formative stage)—इस अवस्था मे सागर तन के हजारो वर्ग किमी का क्षेत्र चंचल हो उठता है। स्ववाल, वर्षा तथा गर्जन की घटनाएँ आरम्भ हो जानी हैं, और दाव शनै. शनै. घटने लगता है। निम्नदाव बन जाने पर चक्रवाती प्रवाह आरम्भ हो जाता है, जिसमे ताजी हवाएँ केन्द्र की ओर अभिसरित होती जाती हैं। निर्माण-अवस्था मे मौसम मानचित्र पर 1000 से 2000 वर्ग किमी का क्षेत्र घेरते हुए बन्द ममदाव रेग्स से निम्नदाव बन जाता है।

चक्रवातो के निर्माण के लिए अनेक अनुकूल परिस्थितियो का उपस्थित होना आवश्यक है। तीन आधारभूत आवश्यकताएँ निम्नांकित है —

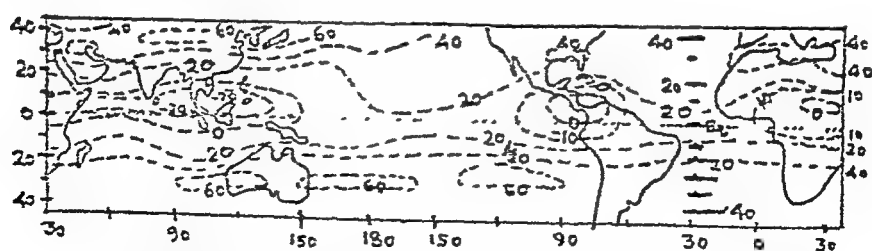
उष्ण कटिबन्धी विक्षोभ, चक्रवाती तूफान और प्रति चक्रवात २३७

(1) पर्याप्त सागरीय क्षेत्र, जिसका सतही तापमान अपेक्षाकृत अधिक हो। तापमान इतना अधिक होना चाहिए कि निम्न तहों की वायु ऊर्ध्व धाराओं द्वारा ऊपर उठनी आरम्भ हो जाए। पामेन (1956) के अनुसार, आरोही आर्द्र वायु राशि, 10-12 किमी ऊँचाई तक आतप्रास के वायुमण्डल की अपेक्षा अधिक उष्ण होनी चाहिए। प्रेक्षकों के आधार पर सागर सतह का तापमान $26-27^{\circ}\text{C}$ से अधिक होना अनुकूल परिस्थिति है।

(2) पृथ्वी का घूर्णन प्रभाव, अर्थात् कोरियोलिस प्राचल (f) एक निर्धारित निम्नतम से अधिक होना चाहिए। यही कारण है कि चक्रवात, दोनों उष्ण कटिबन्धों में विपुल रेखा से 5-7 अंग अक्षांश में परे ही जनिता होते हैं। जो चक्रवात 5° उ० और 5° द० अक्षांश वृत्तों के बीच बनते हैं, वे प्रायः प्रौढ़ अवस्था तक विकसित नहीं हो पाते।

(3) मूल धाराओं में कमजोर ऊर्ध्व वायु अपरूपण :

विक्षोभ द्वारा जनिता कयामी वर्षी मेघ गुप्त उष्मा छोड़कर वायुमण्डल को कुछ गर्म कर देते हैं, जिससे सागर तल पर दाब घट कर निम्नदाब बन जाता है। निम्नदाब क्षेत्र में अभिनरण होने लगता है, जो पुनः आरोही वायुगति, तथा कयामी वर्षी उत्पन्न करने का कारण बनता है। फलस्वरूप और अधिक गुप्त उष्मा छूटती है और निम्नदाब तीव्रतर होना जाना है। किन्तु इस शृंखला-प्रक्रम के लिए यह आवश्यक है कि क्षोभमण्डल में ऊर्ध्व वायु बहुत कम हो, ताकि मेघरूपों में निकली गुप्त उष्मा बहुत छोटे क्षेत्र में सीमित रहकर अपेष्ट प्रभाव पैदा कर सके। उत्तरी हिन्द महासागर तथा दक्षिणी चीन सागर में अप्रैल-मई तथा अक्टूबर-नवम्बर के संक्रमण काल में चक्रवातों की उत्पत्ति के लिए ऊर्ध्व वायु अपरूपण की भूमिका महत्वपूर्ण है। 850 तथा 200 मिलीबार के बीच, औसत ऊर्ध्व वायु का उष्ण कटिबन्धी घटन अक्टूबर के लिए चित्र (9.5) में दिया गया है।



मंडलीय (ZONAL) ऊर्ध्ववायु अपरूपण (850 और 200 मिलीबार)

अक्टूबर (मे, डब्ल्यू स्म, 1968)
चित्र (9.5)

इस काल में दक्षिणी-पूर्वी प्रशान्त तथा दक्षिणी अटलांटिक में चक्रवात प्रायः नहीं पैदा होते, क्योंकि इन क्षेत्रों में ऊर्ध्व वायु अपरूपण अधिक होता है तथा सागर तल का तापमान भी अपेक्षाकृत कम पाया जाता है।

रहील (1948) के अनुसार, उपर्युक्त तीन आवश्यकताओं के अतिरिक्त दो और दशाओं का लागू होना अनिवार्य है —

(1) सागर तल पर पहले से ही निम्न वायुमण्डल में किसी विक्षोभ की उपस्थिति ।

(2) उच्चतर वायुमण्डल में चक्रवाती प्रवाह से ऊपर अपसरण का होना ।

मौसम उपग्रह के प्रेक्षणों से साइक्लोन बनने से कई दिन पहले ही विक्षोभ की उपस्थिति का प्रमाण यन मिलने लगा है । उष्ण कटिबन्ध के उष्ण सागरतलो पर प्रतिवर्ष सैकड़ों विक्षोभ उत्पन्न होते हैं किन्तु उनमें से केवल कुछ ही साइक्लोन की अवस्था तक विकसित हो पाते हैं ।

(2) विकासशील अवस्था

इस अवस्था में दाव निरन्तर घटता है तथा केन्द्र के चारों ओर चक्रवाती प्रवाह तीव्रतर होता जाता है । केन्द्र की ओर अभिसरित होती हुई सर्पिलाकार वायु-गति, 25 से 40 किमी प्रति घण्टा के बीच पाई जाती है । मेघाच्छादन और सघन तथा विस्तृत होना जाता है तथा वर्षा और म्बवात की तीव्रता में उत्तरोत्तर वृद्धि होती रहती है । मौसम मानचित्र पर 2 या 3 बन्द समदाव रेखाएँ बन जाती हैं । यह स्थिति साधारणतः अवदाव या डिप्रेषन कहलाती है ।

डिप्रेषन तथा सम्बन्धित मौसम शृंखलाएँ सुमगठित रूप से निश्चित दिशा में 300 से 500 किमी प्रतिदिन के वेग से सागर तल पर अपसर होते रहते हैं । अनेक डिप्रेषन और अधिक वृद्धि नहीं करते तथा क्षीण होते-होते अपना जीवन-चक्र समाप्त कर लेते हैं । किन्तु कुछ डिप्रेषन आगे वृद्धि करते जाते हैं और जब सर्पिलाकार वायुगति 60 किमी प्रतिघण्टा से बढ़ जाती है, तो वे उष्ण कटिबन्धी चक्रवात कहलाते लगते हैं । वायुगति 85 किमी प्रतिघण्टा से अधिक होने पर, इन्हें प्रचंड चक्रवात कहा जाता है ।

(3) प्रौढ़ अवस्था

चक्रवात पूर्णतः प्रौढ़ होता है और इस दशा में चक्रवात के चारो भाग (आँख, आन्तरिक और बाह्य वायु घेरा तथा बाहरी मन्द हवाओं का क्षेत्र) स्पष्ट हो जाते हैं ।

इस स्थिति का व्यवस्थित रेखाचित्र चित्र (9.4) में दिया गया है । सम्बन्धित वायुगति तीन भागों में बँट जाती है .

(1) लगभग 80 किमी प्रति घण्टा की क्षेतिज वामावर्त वायुगति - (2) केन्द्र की ओर अन्तर्मुखी प्रवाह-जिसकी तीव्रता अधिकतम चक्रवाती गति की लगभग आधी होती है तथा (3) लगभग 1 मीटर प्रति सैकड के क्रम की आरोही वायुगति ।

सब मिलकर धीरे-धीरे ऊपर को उठते हुए सर्पिल प्रवाह होता रहता है जो कुछ ऊँचाई तक संकुचित होता है, किन्तु बाद में क्षेतिज रूप से फैलने लगता है । चक्रवात की 'आँख' पर अवरोही धाराएँ पाई जाती हैं ।

(4) क्षयकारी प्रवस्था

जब हरीकेन वायुगति का घेरा भूमितल पर आ जाता है, तो चक्रवात प्रायः क्षीण होने लगता है। वलीय घर्पण तथा आर्द्रता-पूर्ति के अभाव में शक्ति का तेजी से ह्रास होता है, जिसमें वायुगति घट जाती है तथा केन्द्र का दायें तेजी से बढना आरम्भ होने लगता है। लेकिन चक्रवात के क्षीण होने पर भी वर्षा एक दो दिन तक जारी रहती है।

9.30 सामान्य विशेषताएँ

(1) वायुगति

एक विकसित चक्रवात में क्षैतिज वायु गति का क्षेत्र तीव्रता के आधार पर तीन भागों में बाँटा जा सकता है। पहला क्षेत्र बाहरी परिधि से लेकर हरीकेन वायु की सीमा तक विस्तृत होता है, जिसमें अन्तर्मुखी चक्रवाती हवाएँ अपेक्षाकृत कम वेग में बहती हैं। बाहरी परिधि से केन्द्र की ओर वायु गति निरन्तर बढती जाती है।

दूसरा क्षेत्र अधिकतम वायुगति का क्षेत्र है, जो 'आँख' के चारों ओर 8 से 16 किमी की चौड़ाई में स्थित होता है। इस क्षेत्र की सीमा 'आँख' से बाहरी की दीवार द्वारा अलग होती है। इस सीमा पर प्रचण्ड सवाह्निक धाराएँ, भारी वर्षा तथा तूफान सतत उत्पन्न होते रहते हैं। हरीकेन वायुगति के इस क्षेत्र में 100-150 किमी/घण्टे की तीव्र तूफानी हवाएँ चलती रहती हैं। यदाकदा स्वदाल भी आते रहते हैं, जिसमें वायुगति सहसा कम से कम 25% बढ जाती है। जब तट पार कर भूमि तल पर चक्रवात का यह भाग पहुँचता है तो जर्जर मकान, पुराने दूध, टेलीफोन और बिजली के खम्भे, आदि टूटने और गिरने लगते हैं तथा छत्ते उखडने लगती हैं।

तीसरा क्षेत्र चक्रवात का केन्द्रीय भाग 'आँख' है, जिसमें वायु गति तेजी से केन्द्र की ओर घटती जाती है। आँख का व्यास छोटे तूफानों में 20 किमी से भी कम पाया जाता है, किन्तु बहुत बड़े तूफानों में यह व्यास 50-60 किमी तक भी देखा गया है।

(2) उच्चतर वायुगति

विकसित चक्रवात का उर्ध्व विकास, चक्रवाती प्रवाह के रूप में प्रायः क्षोभ सीमा तक पाया जाता है। उच्चतर वायुमण्डल में चक्रवाती प्रवाह तीन भागों में बाँटा जा सकता है।

पहला, तल से लगभग तीन किमी की ऊँचाई तक, जिसे अन्तर्वाह (inflow) तह कहते हैं, क्योंकि इस तह में क्षैतिज चक्रवाती प्रवाह केन्द्र की ओर अभिसरण करता हुआ होता है। कुल अभिसरण का अधिकांश एक किमी की निचली तहों में ही पाया जाता है।

दूसरी तह, जो मध्य तह कहलाती है, लगभग 7.6 किमी ऊँचाई तक विस्तृत होती है।

इस तह में चक्रवाती प्रवाह लगभग स्पर्श रेखीय (Tangential) होता है। अन्तर्मुखी या बहिर्मुखी विषय (radial) प्रवाह लगभग नहीं पाया जाता, अर्थात् इस तह में अभिसरण या अपसरण की क्रिया अनुपस्थित होती है।

तीसरी तह में बहिर्मुखी प्रवाह, अर्थात् अपसरण प्रक्रिया प्रमुख होती है। यह तह मध्यतह से चक्रवाती प्रवाह के शिखर तक विस्तृत होती है। निम्न तह के अभिसरण और उच्चतर वायुमण्डल के अपसरण प्रवाह के कारण ही आरोही धाराएँ पर्याप्त रूप में उत्पन्न होकर बादलों की दीवार तथा अन्य वर्षा बैंड जनित्र करती हैं। बहिर्मुखी प्रवाह द्वारा अपसरित हवाएँ, कहीं दूर जाकर अवतलिन होती हैं। इस अवतलन का एक छोटा अंश 'आम्ब' पर भी पाया जाता है।

(3) तापमान

धरातल पर चक्रवात के गुजरते समय तापमान का कोई विशेष परिवर्तन नहीं होता, सिवा इसके कि भारी वर्षा के कारण वायु तापमान थोसाक की सीमा तक कम हो जाता है। चक्रवात उष्ण कोर (Core) का प्रवाह है जिसमें उष्ण वायु ऊपर उठ कर गुप्त उष्मा छोड़ती है। उच्चतर वायुमण्डलीय तापमान प्रोफाइल के अध्ययन से पता चलता है कि सर्वाधिक उष्मा, चक्रवात के केन्द्रीय भाग के ऊपर उच्चतर क्षोभ मण्डल में होती है। यहाँ तापमान वृद्धि लगभग 10°C के आसपास पाई जाती है। इस उष्मा का मूल स्रोत निम्न अक्षांशों के उष्ण सागर तल ही है। जब चक्रवात इन उष्ण क्षेत्रों से दूर, उच्च अक्षांशों के शीतल क्षेत्र के भूमितल पर पहुँच जाते हैं, तो तल से उष्मा का अभिवहन समाप्त हो जाता है और धरातलीय वायु, प्रसार के कारण ठंडी होने लगती है। यही शीतलन चक्रवातों के ह्रास का प्रारम्भिक कारण बनती है।

(4) मेघ

चक्रवात के आगमन से थोड़ा पहले पक्षाम मेघ आने लगते हैं, जो कपासी वर्षा के शिखर मार्गों में उत्पन्न हुए होते हैं। शीघ्र ही ये पक्षाम-स्तरी पक्षाम और फिर मध्य स्तरी के रूप में सघन हो उठते हैं तथा वर्षा आरम्भ हो जाती है। तत्पश्चात् रतरी कपासी, मध्य कपासी, कपासी तथा कपासी वर्षा मेघ और अन्त में घने मेघों की दीवार, स्टेजन पर छा जाती है। इससे स्त्राल के लगातार भोजे तथा हिमपात उत्पन्न होते रहते हैं। मेघ प्रणाली की संरचना सर्पिल बैंड के आकार की होती है जिसमें तीव्र आरोही धाराएँ प्रमुख होती हैं। मांगर पर मेघ, तल को लगभग ढूँढे रहते हैं, किन्तु धरातल पर निम्नतम मेघों की ऊँचाई सामान्यतः 100 मीटर से ऊपर ही पाई जाती है।

(5) वर्षा

चक्रवात में वर्षा के आवंटन की प्रकृति बहुत अस्थिर पाई जाती है। यह बहुत कुछ चक्रवात की स्थिति तथा तीव्रता पर निर्भर करती है। निम्न अक्षांशों में वर्षा बैंड प्रायः हर ओर सममित रूप में होती है। किन्तु उच्च अक्षांशों में, विशेषकर जब चक्रवात मुटने को होता है, तो भारी वर्षा का प्रमुख क्षेत्र केवल अगले वृत्तपाद (quadrant) में ही सिमट जाता है। अतः दृष्टि क्षेत्र की दिशा में अचानक परिवर्तन,

चक्रवात के मुड़ने का स्पष्ट संकेत है। जिस स्थान से चक्रवात गुजरता है, वहां औसतन 15-25 सेमी वर्षा प्राप्त हो जाती है। अनुकूल पर्वतीय परिस्थितियों में 50-60 सेमी वर्षा भी असामान्य नहीं है।

9 40 उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों का औसत भौगोलिक वंटन

सागर तलों पर प्रेक्षणों की अत्यन्त कमी तथा ऐतिहासिक मौसम रिकार्डों के अधूरेपन के कारण, उष्णकटिबन्धी चक्रवातों का जलवायु विज्ञान (climatology) स्वाभाविकतः अनिश्चित एवं अधूरा है। किन्तु अब उपग्रहों के उद्भव से चक्रवातों की स्थिति और तीव्रता के पर्याप्त और लगभग यथार्थ आँकड़े प्राप्त होने लगे हैं।

विभिन्न उष्ण कटिबन्धी सागर क्षेत्रों में चक्रवाती तूफानों (जिसमें उच्चतम वायु गति 34 नाट में अधिक हो) की औसत मासिक तथा वार्षिक वारम्बरता सारणी (9.1) में प्रस्तुत की गई है। ये औसत जितने वर्ष के आँकड़ों पर आधारित हैं, वे भी सारणी में उद्धृत हैं।

दोनों गोलार्द्धों और पूरे भूमण्डल के लिए ये औसत आँकड़े सारणी (9 2) में दिये गये हैं। मौसम उपग्रहों के प्रयोग में आने से पूर्व अधिकांश सागर तलों पर मौसम बहुत विरल तथा गमयित रूप में लिए जाते थे। अतः इस बात की संभावना बहुत अधिक है कि इन क्षेत्रों पर उत्पन्न होने वाले कई चक्रवात अपना पूरा जीवन चक्र समाप्त होने तक अज्ञात ही रह गये हों और उपर्युक्त औसतीकरण में सम्मिलित न हो सके हों। अतएव उपग्रहों के सतत एवं नियमित प्रेक्षणों द्वारा आकलित विभिन्न सागरों में चक्रवातों की औसत संख्या निश्चय ही प्रस्तुत संख्याओं से अधिक होनी चाहिए।

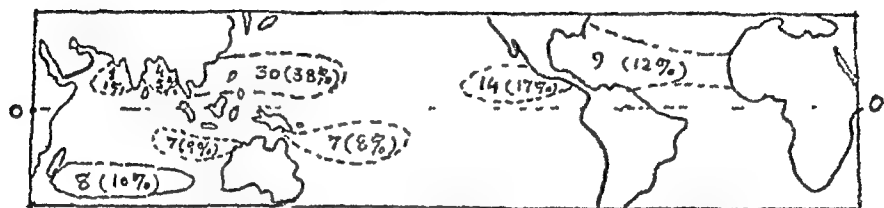
सारणी ११
उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों की औसत मासिक तथा वार्षिक संख्या

सागर क्षेत्र	अवधि जिस पर औसत ज्ञात किया गया है	ज	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक
१. उत्तरी अतलांतिक	१९४१-६८	०	०	०	०	०.१	०.५	०.८	२१	३५	१८	०.३	०.१	९२
२. उत्तरी-पूर्वी प्रशान्त	१९६५-६९	०	०	०	०	०	१.८	२.२	४२	४०	१८	०	०	१४०
३. उत्तरी-पश्चिमी प्रशान्त (दक्षिणी चीन सागर सहित)	१९५९-६८	०.४	०.६	०.४	०.९	१.५	१.६	५.०	६८	५३	४.३	२.४	१.३	३०.५
४. दक्षिणी चीन सागर	१९६१-६८	०	०.१	०	०.१	०.५	०.२	०.५	०.६	०.९	०.५	०.५	०.४	४.३
५. दक्षिणी प्रशान्त	१९४७-६१	१९	१४	१.६	०.७	०.१	०.१	०	०	०	०	०.१	०.७	६.६
६. बंगाल की खाड़ी	१९४८-६७	०.१	०	०	०.१	०.७	०.१	०.१	०.१	०.४	०.८	०.७	०.५	३.६
७. अरब सागर	१८९०-१९६७	०	०	०	०.१	०.२	०.२	०.	०	०.१	०.२	०.२	०.१	१.१
८. दक्षिणी-पश्चिमी हिन्द महासागर	१९३१-६०	२.३	२.०	१.५	०.७	०	०	०	०	०	०.१	०.३	०.९	७.८
९. दक्षिणी-पूर्वी हिन्द महासागर	१९६२-६७	१.८	१.४	२.०	०.२	०	०	०	०	०	०	०.४	१.२	७.०

सारणी १२
उष्ण कटिबन्धी चक्रवातों की औसत मासिक और वार्षिक संख्या

क्षेत्र	ज.	फ.	मा.	ग्र.	म.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक योग
उत्तरी गोलार्द्ध	०५	०६	०४	११	२५	४२	८१	१३२	१३३	८९	२०	५८४
दक्षिणी गोलार्द्ध	६०	४८	५१	१६	०१	०१	०	०	०१	०८	२८	२१४
भूमण्डल	६५	५४	५५	२७	२६	४३	८१	१३२	१३३	९०	४८	७९८

9.41 चित्र 9.6 सारिली (9.1) के आकड़ों पर आधारित है जिसमें विभिन्न उत्पन्न कटिबंधी सागर क्षेत्रों में चक्रवाती तूफानों, जिनकी अधिकतम वायुगति 33 नाट से अधिक है, की औसत वार्षिक संख्या तथा कुल भूमण्डलीय योग का प्रतिशत भाग प्रदर्शित किया गया है। भूमण्डलीय योग (लगभग 80) के आधे तूफान केवल उत्तरी प्रशान्त महासागर में उत्पन्न होते। उत्तरी और दक्षिणी गोलार्द्धों में तूफानों की वार्षिक संख्या का वटन क्रमशः 73 और 27 प्रतिशत है।

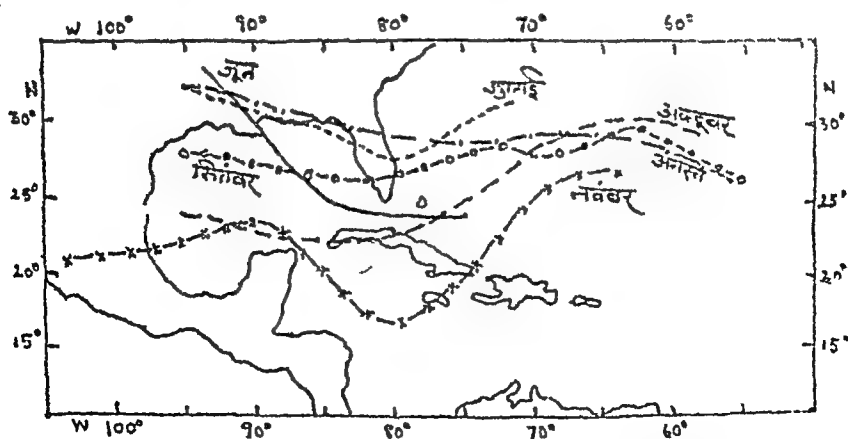


चक्रवातों की औसत वार्षिक संख्या (तथा भूमण्डलीय योग का प्रतिशत)
चित्र (9.6)

9.42 विभिन्न क्षेत्रों में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों का सक्षिप्त विवरण निम्नांकित है। ये निष्कर्ष उपलब्ध आकड़ों के आधार पर प्राप्त किए गए हैं। कुछ स्थानों के लिए सन् 1900 से पूर्व के आँकड़ों भी मिलते हैं किन्तु अधिकांश क्षेत्रों के लिए 1940 के बाद के प्रेक्षणों पर ही विश्वसनीय रूप से विचार किया गया है।

(1) उत्तरी अटलांटिक महासागर

इस क्षेत्र के 80% के लगभग चक्रवात अगस्त, नितंबर और अक्टूबर के तीन महीनों में पैदा हो जाते हैं। जेप चक्रवात प्रायः जून और जुलाई में मिन जाते हैं। अन्य महीनों में चक्रवातों की संभावना बहुत ही क्षीण रहती है। लगभग 62% चक्रवात हरीकेन तीव्रता (जिसमें उच्चतम वायुगति 63 'नाट' से अधिक हो) प्राप्त कर लेते हैं। अपने स्रोत क्षेत्रों से ये चक्रवात पश्चिम में उत्तरी अमेरिका के भूभाग की ओर बढ़ते हैं तथा प्रायः मार्ग में मुड़ते हुए तट में टकराते हैं। विभिन्न महीनों में इन चक्रवातों का मध्यमान मार्ग चित्र (9.7) में दिया गया है। यह मध्य मान जे० ए० कोलन (1953) द्वारा तैयार किया गया है।



चक्रवातों के दिशा परिवर्तन की माध्यमासिक स्थिति
उत्तरी अटलांटिक क्षेत्र (कोलन, 1953)

चित्र (9.7)

(2) उत्तरी पूर्वी प्रशान्त महासागर

इस क्षेत्र के अधिकांश चक्रवात जून से अक्टूबर के बीच पैदा होते हैं, तथा कुल वार्षिक योग के आधे चक्रवात अगस्त और सितम्बर में होते हैं। किन्तु इन सभी चक्रवातों के केवल एक तिहाई ही हरीकेन तीव्रता को प्राप्त कर पाते हैं।

(3) उत्तरी पश्चिमी प्रशान्त महासागर

केवल यही एक क्षेत्र है, जहाँ वर्ष के प्रत्येक महीने में चक्रवातों की संभावना रहती है। मई से दिसंबर तक कुल संख्या का 70% चक्रवात उत्पन्न हो जाते हैं, किन्तु जून से अक्टूबर तक चार महीनों में चक्रवातों की संख्या सर्वाधिक होती है। दो तिहाई के लगभग टाइफून अथवा हरीकेन की तीव्रता तक पहुँच जाते हैं। पश्चिमी दिशा में अपनी यात्रा के दौरान चक्रवात प्रायः मार्ग में दिशा परिवर्तन कर लेते हैं। दिशा परिवर्तन विभिन्न महीनों में अलग-अलग अक्षांशों पर हुआ करता है। एल० स्टार वक (1951) के अनुसार इन अक्षांशों की मध्यमान स्थिति विभिन्न महीनों में इस प्रकार है —

सारणी (9 3)

माल — मार्च अप्रैल मई जून जुलाई अगस्त सितंबर अक्टूबर नवम्बर दिसम्बर
औसत अक्षांश,

जहाँ दिशा परि-

वर्तन होता है—13 16 18 21 28 30 25 21 5 18 5 17

जनवरी या फरवरी में उत्पन्न होने वाले चक्रवात या तो दिशा परिवर्तन के पूर्व ही क्षीण हो जाते हैं या उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों से बाहर हो जाते हैं।

(4) दक्षिणी चीन सागर

दक्षिणी चीन में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों को ग्रीसतीकरण के लिए, उत्तर पश्चिमी प्रशान्त के आँकड़ों में सम्मिलित किया गया है, किन्तु कुछ विशिष्ट गुणों के कारण इस सागर के चक्रवातों का अलग से अध्ययन करना अधिक उपयोगी है। ये चक्रवात प्रायः उत्तरी-पश्चिमी प्रशान्त के चक्रवातों के मार्ग पर ही गति करते हैं।

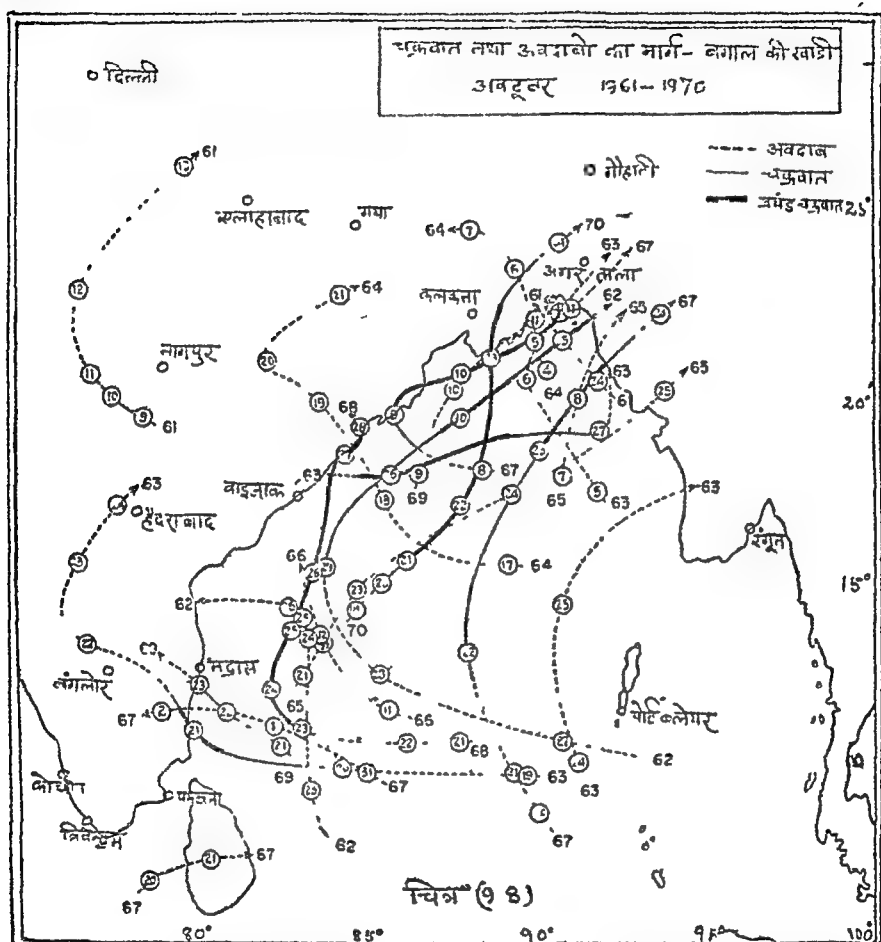
चीन सागर में उत्पन्न चक्रवातों की संख्या वर्ष में दो महीनों मई और सितंबर में अधिकतम रहती है। जून और आरम्भ जुलाई के बीच इनकी संख्या पर्याप्त घट जाती है।

(5) बंगाल की खाड़ी और अरब सागर

इन भारतीय सागरों में विभिन्न तीव्रता के साइक्लोन अप्रैल से दिसम्बर तक के महीनों में उत्पन्न होते हैं। भारतीय मानसून कालों की सक्रमण अवधि अप्रैल-मई तथा अक्टूबर-नवम्बर में, इनकी संख्या सर्वाधिक होती है। इन महीनों में उत्पन्न होने वाले चक्रवातों की तीव्रता भी अधिक प्रखर होती है, जो प्रायः हरीकेन तीव्रता को प्राप्त कर लेती है। चक्रवात अधिकतर 10 से 14 उत्तरी अक्षांशों के बीच जन्म लेते हैं और आरम्भ में उत्तरी-पश्चिम की ओर अग्रसर होते हैं। अधिक उत्तरी अक्षांशों तक पहुँच जाने वाले चक्रवात प्रायः उत्तर या उत्तर-पूर्व की ओर घूम जाते हैं।

अरब सागर में अपेक्षाकृत कम चक्रवात उदय होते हैं। यह क्षेत्र वस्तुतः संसार के सभी साइक्लोन वाले क्षेत्रों में निम्नतम स्थान रखती है।

इन सागरों में कुछ प्रमुख चक्रवातों की यात्रा का मार्ग चित्र (9 8) में दिया गया है।



9 43 दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल (जून से सितंबर) तक जो विश्वभर भारतीय सागरों में उत्पन्न होते हैं, उनमें बहुत कम चक्रवात-तीव्रता तक पहुँच पाते हैं। वे अधिकतर बंगाल की खाड़ी के उत्तरी भागों में उदय होते हैं तथा पश्चिमी-उत्तर-पश्चिमी मार्ग का अनुसरण करते हुए, उत्तरी भारत पर मानसून की सक्रियता बढ़ाते जाते हैं। ये तूफान मानसून अवदाब कहलाते हैं।

भारतीय सागरों में विभिन्न महीनों में उत्पन्न होने वाले अवदाबों तथा चक्रवातों का संक्षिप्त विवरण सारणी (9 3) तथा (9.4) में दिया गया है।

सारणी (9 3)

बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न होने वाले अवदाव तथा चक्रवात

मास	उत्पत्ति क्षेत्र	विवरण
जनवरी	दक्षिणी-पश्चिमी खाड़ी 86 अंश पूर्वी देशान्तर के पश्चिम में ।	इनकी संख्या बहुत कम होती है और ये प्रायः सागर क्षेत्रों में ही क्षीण हो जाते हैं तथा तटीय क्षेत्र को प्रभावित नहीं कर पाते । इनके गति की दिशा उ.प. तथा द.प. के बीच पायी जाती है ।
फरवरी, मार्च अप्रैल	— अदमान सागर या खाड़ी के मध्य व दक्षिणी भाग में, 8 से 14 अंश उत्तरी अक्षांश के बीच	अवदाव या चक्रवात जन्म नहीं लेते । इनकी संख्या बहुत कम होती है किन्तु तीव्रता अधिक । ये पहले उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ते हैं, किन्तु बाद में उत्तर या उत्तर पूर्व की ओर मुड़ कर चिटगाण तथा अराकान तट के बीच टकराते हैं ।
मई	महीने के प्रथमार्ध में 15° उत्तर के दक्षिण में अदमान सागर के आसपास तथा द्वितीयार्ध में सम्पूर्ण खाड़ी में ।	इसके अधिकांश चक्रवात हरीकेन तीव्रता के होते हैं, जो पहले उत्तरी-पश्चिमी तथा उ० पू० दिशाओं के बीच चलते हैं और फिर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाते हैं । सभी तटों पर ये समान रूप से आघात करते हैं ।
जून-सितम्बर	प्रायः 16° उ. के उत्तर में 1 शीर्ष खाड़ी में ।	इन अवदावों या चक्रवातों की बारम्बारता प्रायः अधिक होती है, जिनका औसत प्रतिमास 2 के लगभग आता है किन्तु इनमें से बहुत कम प्रखर चक्रवानों में विकसित हो पाते हैं । ये तूफान प्रायः उड़ीसा या बंगाल के तटों को पार कर प. उ. प. या उत्तर पश्चिम की ओर गति करते हैं जो बाद में कभी-कभी उत्तर पूर्व की ओर मुड़ जाया करते हैं । कभी-कभी जून में उत्पन्न हुए अवदाव अराकान तट को भी प्रभावित कर जाते हैं ।
अक्टूबर	ये 8 से 20° उ. अक्षांश के बीच उदय होते हैं किन्तु मध्य खाड़ी में सर्वाधिक	अक्टूबर और नवम्बर में उत्पन्न चक्रवात प्रायः प. उ. प. तथा उत्तर पश्चिम की ओर बढ़ते हैं । इनमें से कुछ आगे चलकर उत्तर पूर्व की ओर मुड़ जाते हैं । प्रभावित तटों में कारोमण्डल तट प्रमुख है । कुछ चक्रवात बंगाल तट

नवम्बर	इनका उदयरथल 16° उ अक्षाण से नीचे होता है। जिनमे आबे से अधिक 12° उ. अक्षाण के नीचे बनते हैं।	तथा कुछ मुड जाने के बाद अराकान तट मे भी टकराते हैं। इन महीनो मे उत्पन्न होने वाले तूफानो की प्रखरता सर्वाधिक होती है।
दिसम्बर	अडमान और लका के बीच के सागर क्षेत्र	इनकी संख्या बहुत कम होती है। ये प. उ. प. या पश्चिम की ओर बढ़ते हुए कभी-कभी उत्तर-पूर्व की ओर मुड जाते हैं। प्रभावित तटो मे लका के तट तथा मद्रास का कारोमण्डल तट प्रमुख है। जो चक्रवात मुड जाते हैं, वे यदाकदा अराकान तट तक पहुचते हैं।

सारणी 9.4

अरब सागर में उत्पन्न होने वाले अवदाव तथा चक्रवात

मास	उत्पत्ति क्षेत्र	विचरण
जनवरी	—	इस मास मे अरब सागर मे कोई स्वतंत्र चक्रवात जन्म नही लेते, किन्तु यदाकदा दक्षिणी बंगाल की खाडी मे उत्पन्न चक्रवात पश्चिम की ओर चलते हुए दक्षिणी प्रायद्वीप या श्रीलका को पार कर अरब सागर मे आ जाते हैं।
फरवरी-मार्च	—	चक्रवात उत्पन्न नही होते।
अप्रैल	माल्दिव द्वीपों के समीप	ये चक्रवात प्रायः मास के अन्तिम दिनो मे उत्पन्न होते हैं और पर्याप्त तीव्रता रखते हैं। उत्तर-पश्चिम या पश्चिम की ओर चलते हैं तथा अरब सागर के उत्तरी भागो मे पहुँच कर प्रायः उत्तर-पश्चिम या उत्तर-पूर्व की ओर मुड जाते हैं।
मई	9 से 14 अण उ. अक्षाण के बीच	इनकी संख्या अपेक्षाकृत अधिक होती है और ये प्राय तीव्र भी पाये जाते हैं। इनका मार्ग पश्चिम और उत्तर पश्चिम के बीच होता है।

जून 67 अंश पूर्वी देशा- ये चक्रवात प्रायः मास के पूर्वार्द्ध में
न्तर के पूर्व तथा 12 उत्पन्न होते हैं और इनकी औसत संख्या
से 20 अंश उत्तरी प्रति चार वर्ष में एक होती है। ये
अक्षांशों के बीच प्रारम्भ में उड़पू की ओर बढ़ते हैं तथा
उत्तरी अरब सागर में पहुँच कर प्रायः
पश्चिम की ओर मुड़ जाते हैं। कुछेक
चक्रवात उत्तर-पूर्व की ओर भी मुड़
जाते हैं जो काठियावाड़ तथा सिंध के
तटों को प्रभावित करते हैं।

जुलाई-सितम्बर

—

अत्यल्प संख्या

अक्टूबर

प्राय 18 अंश उत्तरी
अक्षांश से नीचे

इनमें से अधिकांश चक्रवातों का मूल
बंगाल की खाड़ी में होता है, जो
दक्षिणी प्रायद्वीप को पार कर अरब-
सागर में पहुँचते हैं तथा और अधिक तीव्र
हो उठते हैं। ये प्रायः उत्तर-पूर्व की
ओर बढ़कर काठियावाड़ तथा कोकण
तटों से टकराते हैं।

नवम्बर

68 अंश पूर्वी देशान्तर
से पूर्व तथा 8 से 16
अंश उत्तरी अक्षांशों
के बीच

इस मास में सर्वाधिक चक्रवात बनते हैं
तथा प्रायः हरीकेन तीव्रता को प्राप्त कर
लेते हैं। इनमें से भी कई चक्रवात
बंगाल की खाड़ी में उत्पन्न हुए रहते हैं
जो 16 अंश उत्तरी अक्षांश के दक्षिण
के प्रायद्वीप को पारकर अरब सागर में
पहुँचते हैं। इनमें से कुछ पश्चिम तथा
उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ते जाते हैं
तथा कुछ उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ने
के बाद 16° उ० अक्षांश के आसपास
उत्तर या उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ जाते
हैं। ये चक्रवात काठियावाड़ तथा कोकण
तटों को प्रभावित करते हैं।

दिसम्बर

—

चक्रवात प्रायः नहीं उत्पन्न होते।

(6) दक्षिणी प्रशान्त महासागर

135 अंश पूर्वी से 150 अंश पश्चिमी देशान्तर तक विस्तृत इस क्षेत्र के
कुल वार्षिक योग के तीन चौथाई चक्रवात जनवरी से मार्च तक उदय होते हैं।

(7) दक्षिणी-पश्चिमी हिन्द महासागर

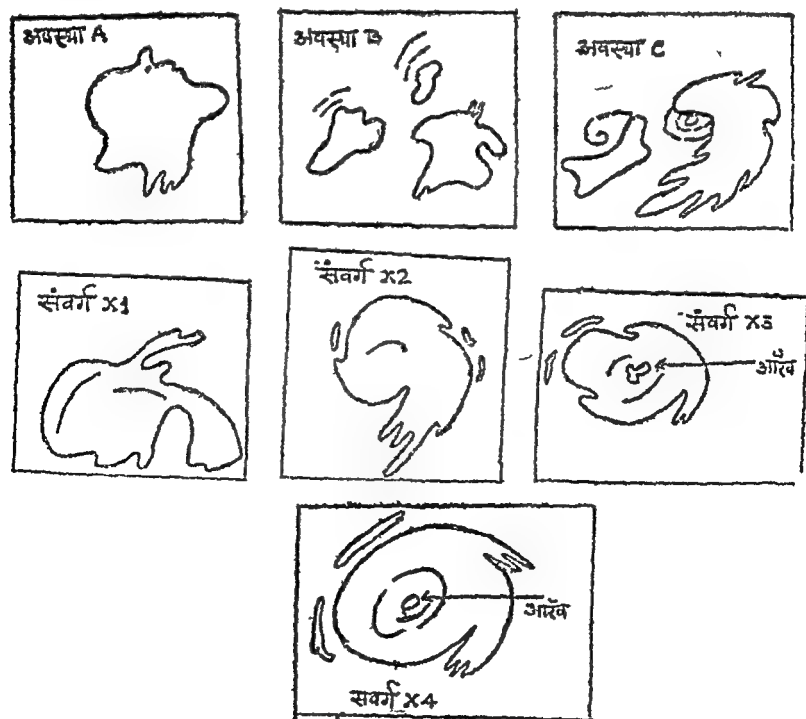
अफ्रीका तट से 100° पू० देशान्तर तक विस्तृत इस क्षेत्र से प्रतिवर्ष 8 चक्रवातो का औसत पाया जाता है। लगभग तीन चौथाई चक्रवात जनवरी से मार्च के बीच उत्पन्न होते हैं। अप्रैल में भी इनकी संख्या पर्याप्त रहती है।

(8) दक्षिणी-पूर्वी हिन्द महासागर

यह क्षेत्र 100° पू० से 135° पू० तक विस्तृत है। उपग्रह प्रेक्षकों की उपलब्धि से इन क्षेत्रों में चक्रवातों की संख्या में काफी बढ़ोत्तरी पाई गई है। आधुनिक प्रेक्षकों के आधार पर इन क्षेत्रों में प्रतिवर्ष 7 चक्रवात उत्पन्न होते हैं जो दिसम्बर से अप्रैल के मध्य प्रभावकारी रहते हैं।

9.50 मौसम उपग्रहों से साइक्लोन का विश्लेषण

साइक्लोन पहचानने तथा उनकी स्थिति सही-सही निर्धारित करने के लिए मौसम उपग्रहों द्वारा प्राप्त मेघ चित्र, अब सर्वाधिक सशक्त माध्यम हैं। प्रारम्भिक विक्षोभ अवस्था से अति प्रखर साइक्लोन तक की अवस्थाओं में मेघों के प्रतिरूप में जो परिवर्तन होता है, वह उपग्रह चित्रों में स्पष्ट परिलक्षित होता जाता है। इन परिवर्तनों के आधार पर उपग्रह चित्रों की सहायता से साइक्लोन का अध्ययन करने के लिए विक्षोभों को तीन अवस्थाओं A, B, C और चार वर्ग (Category) X 1, X 2, X 3 और X 4 में बांट दिया गया है। इन सभी अवस्थाओं और वर्गों में बादलों का प्रतिरूप, जो उपग्रह चित्रों में दृष्टिगोचर होता है, व्यवस्थित रूप से रेखा चित्र (9.9) में दिया गया है।



चित्र (9.9)

(1) अवस्था A

यह विक्षोभ की प्रारम्भिक अवस्था है, जिसमें कपासी और पक्षाभ प्रकार के घने और अपारदर्शी मेघ चित्रित रहने हैं। इन मेघ राशियों का औसत व्यास 3 अक्षांश या इसमें अधिक होना चाहिये। अरब सागर या बङ्गाल की खाड़ी में मेघ राशियों का औसत व्यास सामान्यतः 8 अक्षांश से अधिक पाया जाता है। इस अवस्था में कोई नियमित वक्र रेखा या बैंड नहीं दिखाई पड़ती।

(2) अवस्था B

इस अवस्था में घनी मेघ-राशियों में, कपासी या मध्य मेघों की वक्र रेखाएँ या बैंड स्पष्ट होने लगते हैं। ये वक्र रेखाएँ या बैंड, ठीक तरह व्यवस्थित नहीं होते। अतः चित्रित मेघ राशि का केन्द्र स्पष्ट रूप में ज्ञात करना कठिन होता है। पक्षाभ मेघों का अपवाह (Outflow) होता रहता है जो स्पष्ट रूप में चित्रित होता है।

(3) अवस्था C

मेघों में वक्र रेखाएँ व्यवस्थित हो जाती हैं और आकृति की रूप रेखा स्पष्टतः उभर आती है, जिसमें एक मात्र केन्द्र का निर्धारण सरलता से किया जा सकता है। केन्द्र सामान्यतः गहरी मेघ राशि के समीप किन्तु बाहर की ओर पड़ता है। कभी-कभी यह मेघ राशि के किनारे या $\frac{1}{2}$ अंश अक्षांश भीतर भी अङ्कित किया जा सकता है। साधारणतः कई वक्र रेखाएँ उद्भित हो जाती हैं किन्तु सभी प्रायः व्यवस्थित होती हैं।

9 51 उपर्युक्त तीन अवस्थाएँ चक्रवात के पहले की विक्षोभ अवस्थाएँ हैं, जो उष्ण कटिबन्धी सागरों में प्रायः बहुत सामान्य घटनाएँ हैं। इन विक्षोभों में से बहुत कम साइक्लोन के रूप में विकसित हो पाते हैं। मेघ चित्रों के आधार पर साइक्लोन का विकास चक्र निम्नांकित चार सवर्गों से होकर गुजरता है।

(1) संवर्ग X 1

इस स्थिति में चमकीले और प्रायः वृत्ताकार मेघों का धब्बा चित्रित होता है, जिनमें पक्षाभ प्रकार का बोध होता है। पक्षाभ मेघ साधारणतः एक वृत्त पाद में बाहर की ओर खिंचे दिखाई देते हैं। कपासी प्रकार के मेघ बैंड भी, पक्षाभ बैंड की परिधि के निकट दृष्टिगोचर होते हैं, जिनकी आकृति थोड़ी सपिल वक्र रेखाओं से घिरी होती है। 'आंख' अनुपस्थित होती है और सपिल प्रतिरूप का केन्द्र बहुवैज्ञानिक द्वारा ज्ञात किया जा सकता है, जो प्रायः केन्द्रीय मेघ राशि के $\frac{1}{2}$ अंश अक्षांश के भीतर पड़ता है।

(2) संवर्ग X 2

इसमें केन्द्रीय मेघाच्छन्न राशि में अधिक व्यवस्थित, चमकीले और असममित धब्बे मिलते हैं, जिनमें सपिल बैंड और अधिक स्पष्ट होते हैं। पक्षाभ अपवाह अधिक वक्र तथा विस्तृत होते हैं। इस वजह से बाहर प्रायः छोटे-छोटे अव्यवस्थित बैंड दिखाई देते हैं। 'आंख' दृष्टिगोचर नहीं होती। किन्तु मुख्य सपिल बैंड के बहुवैज्ञानिक से केन्द्र

की स्थिति ज्ञात हो जाती है। यह केन्द्र मुख्य मेघ राशि के एक ग्रंथ अक्षांश के अन्दर प्रायः पाया जाता है।

(3) संवर्ग X 3

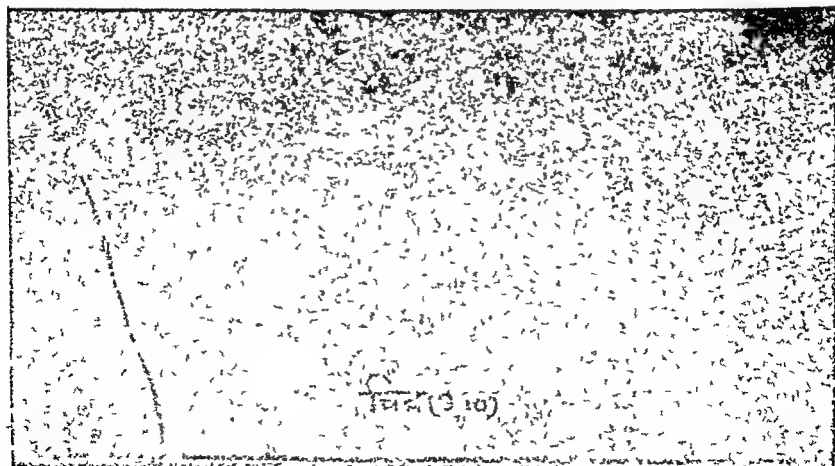
इस स्थिति में एक चमकीला केन्द्रीय मेघाच्छन्न धब्बा मिलता है जो संहत (Compact) और प्रायः वृत्ताकार होता है। इसके किनारों से पक्षाम अपवाह पर्याप्त मात्रा में होता है। साधारणतः अनियमित आकार की आँख काले धब्बे के रूप में स्पष्ट हो जाती है, जिससे साइक्लोन का केन्द्र निश्चित किया जा सकता है। आँख के समकेन्द्रिक सर्पिल बैंड केन्द्रीय वायु राशि में छिपे होते हैं जिनका पता वक्र की धारियों से चल सकता है।

(4) संवर्ग X 4

प्रायः हरीकेन तीव्रता प्राप्त कर लेने के बाद चक्रवात इस स्थिति में पहुँचता है। इसमें केन्द्रीय मेघाच्छन्न धब्बा बहुत चमकीला तथा वृत्ताकार होता है, जिसके किनारे तीक्ष्ण और चिकने होते हैं। इस धब्बे में कई समकेन्द्रिक धारियाँ दिखाई देती हैं। इस धब्बे के बाद भी व्यवस्थित और वृत्ताकार बैंड होते हैं। कुल मेघ प्रणाली बहुत सममित मालूम पड़ती है। चक्रवात की 'आँख' एक काले और निश्चित गोल धब्बे के आकार की चमकीले बादलों से घिरी पूर्णतः स्पष्ट हो जाती है। आँख की स्थिति प्रायः गोल मेघराशि के केन्द्र पर ही पड़ती है।

9-60 टोरनेडो (Tornado)

टोरनेडो, प्रचण्ड सर्पिल गति करता हुआ एक मेघ स्तम्भ है, जो विशालकाय कपासी वर्षों के आधार तल से निलम्बित होकर भूमितल को प्रायः छूता रहता है। यह स्तम्भ कुछ सौ मीटर के व्यास का खड़ा या कुछ झुका हुआ झकवाकार अथवा पतला बेलनाकार होता है, जो हाथी की सूँड या लटके हुए रस्से की तरह दिखाई देता है। चित्र (9.10)। इसमें केन्द्रीय रेखा के चारों ओर चक्रवाती वायु गति 200 से



500 किमी/घण्टा के बीच आकलित की गई है। कुछ स्थितियों में भेज स्तम्भ क्षमि-
तल तक नहीं पहुँच पाते। ये सामान्यतः फनेल मेघ (Funnel cloud) के नाम से
जाने जाते हैं।

टोरनेडो के भीतर वायु गति इतनी प्रचण्ड और वायुदाब इतना कम होता है
कि प्रचलित साधनों से उनका वास्तविक माप सम्भव नहीं है। इनके द्वारा हुई क्षति
के विश्लेषण से तथा दाब और वायुगति के सैद्धान्तिक सम्बन्धों के आधार पर,
टोरनेडों के केन्द्रीय दाब का आकलन किया गया है। इन आकलनों के अनुसार, केन्द्र
बिन्दु पर वायुदाब 100-200 मिलीबार तक गिर जाता है, जिससे टोरनेडो-स्तम्भ
के भीतर अत्यन्त तीव्र दाब प्रवणता स्थापित हो जाती है। यही प्रवणता प्रचण्ड
चक्रवाती प्रवाह उत्पन्न करती है। कुछ आकलनों के अनुसार केन्द्रीय दाब में 1 इंच
इससे भी अधिक पाया जाता है।

स्थानीय तौर पर, एक सीमित क्षेत्र के लिए टोरनेडों सर्वाधिक विनाशकारी
वायुमण्डलीय घटना है। टोरनेडो मुख्यतः मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों में ही उत्पन्न होते
हैं। किन्तु संयुक्त राष्ट्र अमेरिका और आस्ट्रेलिया के अलावा अन्य स्थानों में भी बहुत
कम होते हैं। इन दोनों स्थानों में टोरनेडो की वार्षिक संख्या का औसत क्रमशः 145
और 140 है। अमेरिका के टोरनेडो अपेक्षाकृत अधिक प्रचण्ड होते हैं।

उष्ण कटिबन्धों में टोरनेडो तगभग नहीं उत्पन्न होते हैं। मङ्गला मेघ,
आसाम, मेकाङ्ग डेल्टा तथा दक्षिणी विथतनाम अप्रैल या मई में जब काग मेघासी
के विशाल कपासी चपी मेघ उत्पन्न होते हैं, तो इनमें यदा-कदा टोरनेडो के गुम्फों में
मिलते-जुलते फनेल मेघ खिच आते हैं। पर इनकी प्रचण्डता वास्तविक टोरनेडो से
बहुत कम होती है।

9.61 जल सतह के ऊपर उत्पन्न टोरनेडो जलधूर्णमेघरतम्भ या जलरपाउट
(Water spout) कहलाते हैं। इनका तीव्रता अपेक्षाकृत कम होती है। जलरपाउट
उष्ण कटिबन्धों में भी पर्याप्त संख्या में उत्पन्न होते हैं और आकारमानः समुद्रों में
पाये जाते हैं तट के समीप पहुँचते-पहुँचते जल रपाउट प्रायः क्षीय हो जाते हैं।

9.62 टोरनेडो से सम्बन्धित सामान्य तथ्य

(1) टोरनेडो प्रायः गर्मी के महीनों में अधिक उत्पन्न होते हैं। अमेरिका
में इनकी उच्चतम और न्यूनतम संख्या क्रमशः मई और दिसम्बर में पाई जाती है।
80% टोरनेडो अमेरिकन मानक समय के दोपहर और 2100 बजे के बीच उत्पन्न
होते हैं।

टोरनेडो उत्पन्न होते हो, किन्तु इस परिकल्पना का प्रायोगिक सत्यापन अभी तक नहीं हुआ है।

(3) टोरनेडो उत्पन्न करने वाले कपासी वर्षी बहुत अधिक ऊँचाई तक विरसित होने के कारण बहुत गहरे रंग के दिखाई देते हैं। टोरनेडो उत्पन्न होने से पूर्व कपासी वर्षी के प्रन्दर बार-बार मेम्मेटस मेघ (स्तन मेघ) दिखाई देते हैं तथा प्रचण्ड गर्जन आरम्भ हो जाता है। कभी-कभी हरे रंग की तडित या बाल (ball) तडित भी देखी जाती है। लेकिन कुछ परिस्थितियों में बिना तडित भूभा के भी टोरनेडो के उत्पत्ति पेक्षित की गई है। टोरनेडो की उत्पत्ति के एक या दो घण्टे पहले तथा बाद तक भारी वर्षा तथा बड़े-बड़े ओलो की बौछार सामान्यतः देखी गई है।

(4) टोरनेडो स्तम्भ के बाहर कुछ किलोमीटर के घेरे में 3 से 10 मिलीबार तक दाब का घटना पेक्षित किया गया है। अतः टोरनेडो निम्नदाब क्षेत्र से घिरा हुआ होता है।

(5) घरातल तक पहुँचने वाला टोरनेडो, तेज गर्जन उत्पन्न करता है, जो लगभग 30-40 किमी दूर से ही स्पष्ट सुनाई दे जाती है।

(6) टोरनेडो स्तम्भ का अक्ष आरम्भ में ऊर्ध्वाधर हो सकता है। किन्तु शिखर और भूमि तल पर, विभिन्न गतियों के कारण यह अक्ष झुक जाता है। आधार प्रायः पीछे रह जाता है, क्योंकि घरातलीय घर्षण के कारण भूमितल पर गति अपेक्षा कृत कम हो जाती है। अन्ततः टोरनेडो स्तम्भ कपासी वर्षी मेघ से पूर्णतः विच्छिन्न हो जाता है।

(7) टोरनेडो की रेखिक गति में बहुत भिन्नता पाई जाती है, जो शून्य से 200 किमी/घण्टा से अधिक के बीच आकलित की गई है। औसत गति 54 किमी/घण्टा आती है। टोरनेडो द्वारा तय की गई दूरी का परास कुछ मीटर से लेकर 450 किमी तक देखा गया है, जिसका औसत लगभग 7 किमी होता है। इस प्रकार टोरनेडो का जीवन काल औसतन 15 सैकंड से 8 मिनट तक हो सकता है। चरम अवस्था में कभी-कभी टोरनेडो कुछ घण्टे तक भी सक्रिय रहते हैं।

सामान्यतः वाताग्र जनित टोरनेडो, सवाह्निक कारणों से जनित टोरनेडो की अपेक्षा, अधिक गति और आयु रखने के कारण अधिक दूरी तक प्रभावशील रहते हैं।

(8) टोरनेडो दो प्रकार से विनाश करता है—(1) स्तम्भ में प्रचण्डता से घूर्णन करती अन्तर्मुखी हवाएँ बहुत तीव्र चूषण (Suction) प्रभाव उत्पन्न कर देती हैं, जिसे उनकी सीमा के अन्तर्गत आने वाली भारी वस्तुएँ भी, काफी ऊपर तक उठा ली जाती हैं। भूमितल के पास घर्षण के कारण, चक्रवाती हवाएँ अधिक अन्तर्मुखी प्रवाह रखती हैं। (2) दाब के अचानक गिर जाने तथा परिणामस्वरूप उत्पन्न प्रचण्ड भूभा में, भूमि के फट जाने तथा इमारतों के टूट जाने की घटनाएँ होती हैं।

धरातलीय तथा आन्तरिक घर्षण के कारण, टोरनेडो में भयानक भँवर तथा विक्षोभ उत्पन्न होते रहते हैं, जिसे विनाशकारी निर्वात के भोके आते रहते हैं। एक टोरनेडो से अभी तक की अधिकतम जन हानि का रिकार्ड 689 है। यह टोरनेडो 18 मार्च, 1925 को अमेरिका में उत्पन्न हुआ। एक पूरे दिन की जन हानि का रिकार्ड भी अमेरिका में ही पाया गया है। 19 फरवरी 1884 को 1200 व्यक्ति टोरनेडो द्वारा मृत्यु को प्राप्त हुए। इनमें से अधिकांश मौते उड़ती हुई भारी वस्तुओं के सिर से टकरा जाने के कारण हुईं। एक अनुमान के अनुसार अमेरिका में प्रति वर्ष 11 करोड़ डालर से अधिक सम्पत्ति का विनाश टोरनेडो के कारण होता है।

9.70 प्रतिचक्रवात

प्रतिचक्रवात एक विशाल वायुमण्डलीय भवर है, जो उच्चदाव केन्द्र के चारों ओर उत्तर गोलार्द्ध में दक्षिणावर्त (Clockwise) तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में वामावर्त (Anticlockwise) घूर्णन करता है। प्रतिचक्रवात एक उच्चदाव क्षेत्र होता है। चूँकि किसी स्थान का दबाव वहाँ के वायुमण्डलीय स्तम्भ की मात्रा को व्यक्त करता है, अतः प्रतिचक्रवात के ऊपर वायुमण्डल का भार आस-पास की अपेक्षा अधिक होगा। इसलिए स्पष्ट है कि प्रतिचक्रवात के ऊपर की हवा अधिक घनत्व वाली अर्थात् ठंडी और शुष्क होनी चाहिए। किन्तु व्यावहारिक रूप से सर्वत्र ऐसा नहीं पाया जाता। अनेक प्रतिचक्रवातों पर 3-4 किमी ऊँचाई तक उष्ण वायुराशि छायी रहती है। यह उष्णता सम्भवतः उच्चतर वायुमण्डल में अवतलन के कारण उत्पन्न होती है।

जब भी किसी वायुराशि के भीतर धरातलीय दबाव बढ़ता है अर्थात् उच्च दाव क्षेत्र जनित होता है, तो धरातल पर अपसरण की क्रिया शुरू हो जाती है। इसके फलस्वरूप इसमें उच्च स्तरों से निचले स्तरों की ओर वायु का अवतलन आरम्भ हो जाता है। चूँकि किसी क्षेत्र में मौसम की घटना के उत्पन्न होने के लिए आरोही वायु गति की अनिवार्य है, अतः उच्चदाव क्षेत्र या प्रतिचक्रवात शुष्क तथा साफ मौसम से सम्बन्धित रहता है। प्रतिचक्रवात के केन्द्र के निकट हवाएँ हल्की तथा बहिर्मुखी होती हैं।

9.71 प्रतिचक्रवातों को दो श्रेणियों में बांटा जा सकता है (1) शीतल प्रतिचक्रवात (Cold Anticyclone) (2) उष्ण प्रतिचक्रवात (Warm Anticyclone)। शीतल प्रतिचक्रवात में उच्चदाव, धरातल तथा निचले स्तरों पर वायु के कम तापमान तथा अधिक घनत्व के कारण उत्पन्न होता है। उष्ण प्रतिचक्रवात में धरातल तथा निचले स्तरों पर उष्ण व हल्की वायुराशि होती है। इसमें उच्च दाव उच्च स्तरों पर स्थित वायु की अधिकता के कारण होता है। शीतल प्रतिचक्रवातों का उर्ध्वाधर विस्तार अधिक नहीं होता है। इनका प्रभाव धरातल से ऊपर लगभग 2500 मीटर तक ही विस्तृत होता है। माइग्रेरिया के ऊपर शीतकाल में पाया जाने वाला शीतल प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ कमजोर होता जाता है तथा एक निश्चित ऊँचाई पर इनका स्थान निम्न दाव ग्रहण कर लेती है।

इसके विपरीत उष्ण प्रतिचक्रवात ऊँचाई के साथ सशक्त होता जाता है, जैसे उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब पेटिकाएँ। ये उच्चदाब पेटिकाएँ 20° उ० से 40° उ० के मध्य पाई जाती हैं तथा ऋतुओं के बदलने के साथ इनकी स्थिति में परिवर्तन होता है। सूर्य की स्थिति बदलने के साथ इसकी स्थिति में भी उत्तर या दक्षिण दिशा में स्थानान्तरण होता है। ग्रीष्म काल में ये उच्चदाब पेटिकाएँ अतलांटिक तथा प्रशान्त महासागर के क्षेत्र पर स्थित होती हैं। शीतकाल में ये थलीय क्षेत्रों पर भी विस्तृत हो जाती हैं। इन उच्चदाब पेटिकाओं में अवतलन अपेक्षाकृत अधिक तीव्र होता है। अतः शुष्क तथा गर्म अवतलित हवा के कारण, यहाँ मौसम साफ तथा सुन्दर होता है तथा दृश्यता भी प्रायः बहुत अच्छी रहती है। ये प्रतिचक्रवाती क्षेत्र, उष्ण कटिबन्धी महासागरीय वायुराशियों के मुख्य उत्पत्ति स्थान हैं। यह उल्लेखनीय है कि ये उष्ण कटिबन्धी महासागरीय वायु राशियाँ ही, उच्चतर अक्षांश में पहुँचकर मेघ, कुहरा तथा वर्षा उत्पन्न करती हैं।

कुछ प्रतिचक्रवात, स्थायिवत होते हैं। इस प्रकार के प्रतिचक्रवात, किसी क्षेत्र में कई माह अथवा वर्ष भर पाए जाते हैं। उदाहरण के लिए उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब पेटिकाएँ स्थायी प्रतिचक्रवात की श्रेणी में आते हैं, क्योंकि ये लगभग पूरे वर्ष अपने स्थान पर स्थित होती हैं। कभी-कभी ये निम्न वायुदाब प्रणालियों द्वारा विस्थापित की जाती हैं। साइबेरिया का उच्चवायु दाब का क्षेत्र भी स्थायिवत प्रतिचक्रवात का उदाहरण है, क्योंकि यह लगभग पूरे शीतकाल में स्थायी रूप से पाया जाता है।

कुछ प्रतिचक्रवात अस्थायी होते हैं तथा एक स्थान से दूसरे स्थान पर भ्रमण करते हैं। ये प्रतिचक्रवात अपनी यात्रा के दौरान किसी स्थान को क्षणिक रूप से प्रभावित कर सकते हैं। अस्थायी प्रतिचक्रवात मध्य अक्षांशों में विशेषतः पाए जाते हैं। मध्य अक्षांशों को जब एक के बाद दूसरे वाताग्र अवदाब प्रभावित करते हैं, तो हर दो अवदाबों के मध्य प्रतिचक्रवात होते हैं। ये प्रतिचक्रवात उस अवधि तक स्वच्छ तथा साफ मौसम देते हैं, जब तक कि पिछले अवदाब का उष्ण वाताग्र प्रभावित न करने लगे। इस प्रकार प्रतिचक्रवात चार प्रकार के हुए—

- (1) स्थायी शीतल प्रतिचक्रवात
- (2) अस्थायी शीतल प्रतिचक्रवात
- (3) स्थायी उष्ण प्रतिचक्रवात
- (4) अस्थायी उष्ण प्रतिचक्रवात

9.72 तिब्बत का पठार भारतीय मानसून प्रवाह पर महत्वपूर्ण प्रभाव डालता है क्योंकि ग्रीष्म के प्रारम्भ में पठार का उष्मण उष्ण प्रतिचक्रवात कोशिका धरातल से लगभग 600-500 मीलीबार तक उत्पन्न करता है। यह प्रतिचक्रवात पठार के दक्षिण में पूर्वी प्रवाह उत्पन्न करता है, जो निश्चित रूप से पश्चिमी जेट धाराओं को क्षीण करता है तथा उत्तरी-पूर्वी भारत पर, पूर्वी मानसून धाराओं को सशक्त बनाता है।

9 73 कटक

प्रतिचक्रवात से किसी भी दिशा में बाहर की ओर निकले हुए भाग को कटक कहते हैं। यह साधारणतः एक निष्क्रिय प्रणाली है। जब यह दो अवदावों के बीच स्थित होता है, तो इसकी गति अवदावों की गति द्वारा ही नियन्त्रित होती है। कुछ कटक लगभग स्थिर होते हैं। किन्तु कुछ की गति तेज होती है। कटकों की गति की जानकारी दाव की प्रकृति के अध्ययन से समझी जा सकती है। कटक, बढ़ते दाव वाले क्षेत्र की दिशा में तथा घटते दाव वाले क्षेत्र से विपरीत दिशा में गति करते हैं। वाताग्र अवदावों के पृष्ठ भाग में स्थित कटक के क्षेत्र में, मौसम सामान्यतः साफ होता है, जो ध्रुवीय वायु के अवतलन के कारण होता है।

9 80 काल

काल, अत्यन्त धीमी वायु और अनिश्चित मौसम से युक्त वह क्षेत्र है, जो दो उच्च तथा दो निम्न दावों से घिरा होता है। इस प्रणाली में वायु प्रवाह चित्र (2 12) के अनुसार होता है। जैसा कि पहले कहा जा चुका है, चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात प्रणालियों में वायु की गति परिसंचारी (circulatory) होती है, किन्तु काल में ऐसा नहीं होता। इसमें वायु दो दिशाओं में काल-क्षेत्र की ओर तथा शेष दो दिशाओं में इससे दूर गति करती है। इस प्रकार काल, चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात प्रणालियों से भिन्न है। काल क्षेत्र में मौसम कैसा होगा, यह अन्य मौसम परिस्थितियों पर निर्भर है। शीतकाल में काल क्षेत्र में निम्न मेघ तथा कुहरे की घटनाएँ प्रायः घटित होती हैं। ग्रीष्म काल में, उपयुक्त उच्च वायुमण्डलीय परिस्थितियों में कालक्षेत्र में तड़ित झंझा की प्रबल संभावना रहती है। काल, वाताग्र उत्पत्ति के लिए अत्यन्त उपयुक्त क्षेत्र है। यदि घरातल तथा निम्न स्तरों पर मौसम मानचित्र में काल क्षेत्र हो, तो उस क्षेत्र में उच्चतर क्षोभमण्डल में विक्षोभ (turbulence) की संभावना होती है। यह स्थिति विमानों के लिए विशेष घातक है। उच्चतर वायुमण्डलीय विक्षोभ प्रायः कपासी या कपासी वर्षा मेघों से सम्बन्धित होते हैं, किन्तु काल क्षेत्रों के ऊपर विक्षोभ, मेघरहित वायु तहों में ही उत्पन्न होते हैं, जिन्हें स्वच्छ वायु विक्षोभ (Clear Air Turbulence या CAT) कहा जाता है।

मौसम विश्लेषण और पूर्वानुमान के प्राथमिक सिद्धान्त

(Rudiments of Weather Analysis and Forecasting)

10.10. विश्लेषण के लिए मौसम आंकड़े

दूर संचार तथा प्रतिकृति (Facsimile) रिसीवर की सुविधाओं से युक्त एक मौसम केन्द्र सामान्यतः अनेक प्रकार के घरातलीय तथा उच्चतर वायुमण्डलीय मौसम आंकड़े प्राप्त करता है, जिनके अंकन और विश्लेषण से मौसम मानचित्र (Weather map) तैयार किया जाता है। प्रतिकृति रिसीवर द्वारा दूसरे केन्द्रों में तैयार किए गए मौसम चार्ट एवं अन्य सामग्रियाँ भी, ज्यों-की-त्यों प्राप्त हो जाती हैं। मौसम उपग्रहों द्वारा प्रेषित मेघ चित्र भी अब नियमित रूप से आने लगे हैं, जिनके लिए भारत में 6 रिसीविंग केन्द्र स्थापित किए जा चुके हैं।

अतः मौसम विश्लेषण के लिए प्राप्त सभी सामग्रियों में से उन आंकड़ों का चयन करना आवश्यक होता है, जो उस क्षेत्र के दैनिक मौसम विश्लेषण एवं पूर्वानुमान के लिए सर्वाधिक महत्वपूर्ण हों। एक समय पर लिए गए समकालीन प्रेक्षणों को मानचित्र में यथा स्थान अंकित कर दिया जाता है। इन असतत (discrete) प्रेक्षणों की सहायता से पूरे क्षेत्र के मौसम प्राचलों को सतत आलेखीय रेखाओं द्वारा चित्रित करना समकालीन मौसम विश्लेषण कहलाता है। ये रेखाएँ मौसम प्राचलों की समरेखाएँ (isopleths) कहलाती हैं। समकालीन मौसम विश्लेषण, समकालीन पैमाने (कुछ सौ किमी के क्रम का) पर मौसम प्रणालियों का विवरण देता है। इससे सूक्ष्म पैमाने (microscale) पर स्थानीय प्रभाव, जैसे विकिरण उत्पन्न या शीतलन, पर्वतीय प्रभाव, जल-थल आर्बंटन, सवाह्निक धाराएँ आदि समकालीन विश्लेषण क्षेत्र में छन जाती हैं। अतः स्थानीय मौसम पूर्वानुमान के लिए जो प्रायः 50 से 100 वर्ग किमी क्षेत्र के लिए बनाया जाता है, अलग से विचार करना आवश्यक है। समकालीन विश्लेषण अपेक्षाकृत बड़े पैमाने पर मौसम प्रणालियों की स्थिति तथा गतिशीलता पर प्रकाश डालता है।

10.11 समकालीन विश्लेषण के लिए कुछ प्रमुख प्रेक्षणों का विवेचन निम्नांकित हैं :—

(क) धरातलीय प्रेक्षण

(1) दाब

धरातलीय असमतलता के कारण स्टेशन स्तर का दाब मौसम मानचित्र पर प्रतिनिधि प्राचल के रूप में नहीं लिया जा सकता। इसके लिये धरातलीय दाब को माध्य समुद्र तल पर अवतलित करना पड़ता है। किन्तु इस अवतलन के परिणाम-स्वरूप त्रुटि का उत्पन्न होना स्वाभाविक है। समुद्र तल के दाब में मानक त्रुटि (standard error), प्रति 300 मीटर स्टेशन की ऊँचाई के लिए 0.5 मिलीबार के लगभग पाई जाती है।

यन्त्र त्रुटि भी दाब के अप्रतिनिधित्व को बढ़ावा देती है। विशेषकर उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में, जहाँ वेधशालाएँ सैकड़ों किमी० दूरी पर स्थिति हैं, तुलना की सुविधा उपयुक्त नहीं है। विपुवत् रेखा के पास, जहाँ दाब-प्रवणता अत्यन्त क्षीण होती है, थोड़ी यन्त्र त्रुटि भी दाब प्रणाली का केन्द्र निश्चित करने में पर्याप्त अन्तर ला सकती हैं। इन कठिनाइयों के कारण उष्ण कटिबंधों में दाब-विश्लेषण की उपयोगिता बहुत सीमित रह जाती है।

किसी निश्चित अवधि में, दाब-परिवर्तन निःसन्देह निरपेक्ष दाब की अपेक्षा अधिक यथार्थ राशि है। 3 घण्टे या 24 घण्टे का दाब-परिवर्तन अथवा दाब प्रवृत्ति ओं अंकित कर, उनकी समरेखाओं द्वारा चार्ट का विश्लेषण करना अनेक स्थितियों में उपयोगी पाया जाता है। इन समदावान्तर रेखाओं को आइसोलोबार (Isolobar) या समदाब परिवर्तन रेखाएँ कहते हैं।

(2) तापमान तथा ओसाक

उष्ण कटिबंधों में तापमान का दैनिक चलन, प्रायः समकालीन प्रणालियों के प्रभाव से उत्पन्न, तापमान परिवर्तन से अधिक पाया जाता है। इसका कारण यही है कि सूक्ष्म पैमाने पर स्थानीय तापमान; आर्द्रता, सवाह्निक धाराएँ मेघाच्छादन तथा वायुगति पर अपेक्षाकृत अधिक निर्भर करता है। अतः समकालीन पैमाने पर इनका विश्लेषण अनुपयुक्त है। वायु तापमान की ही तरह, ओसाक का स्थानीय चलन भी समकालीन परिवर्तनों पर भारी पड़ता है किन्तु इसका दैनिक परिसर, तापमान की अपेक्षा बहुत कम होता है। सागर तलो पर ओसाक का दैनिक चलन और भी कम होता है, अतः वहाँ पर ओसाक-विश्लेषण की सहायता से समकालीन प्रभावों का अध्ययन करना अधिक सरल है। ऐसे क्षेत्रों में ओसाक का समकालीन विश्लेषण करना उपयोगी हो सकता है।

जिन क्षेत्रों में वाताग्र उत्पन्न होते हैं अथवा जहाँ दो विभिन्न वायुराशियाँ एक साथ प्रभावशील रहती हैं, वहाँ उनके यथार्थ निर्धारण के लिए, ओसाक एक महत्वपूर्ण सरक्षी प्राचल है। अतः वहाँ ओसाक तथा ओसाक-परिवर्तन की प्रवृत्ति का विश्लेषण करना विशेष महत्वपूर्ण है।

(3) हवा

वर्षण प्रभावों से मुक्त महासागरीय क्षेत्रों के ऊपर, सागरतलीय हवा समकालीन प्रभावों को व्यक्त करने के लिए महत्वपूर्ण प्राचल है। भूमि पर विशेषतः उष्ण

सारणी (10.2)

दाब स्तर (मिलीबार)	पौसत ऊँचाई (मीटर)	स्तर (मिलीबार)	पौसत ऊँचाई (मीटर)
850	1500	250	10600
700	3100	200	12300
500	5800	150	14100
400	7600	100	16600
300	9500		

रेडियो सोन्डे द्वारा प्राप्त समदाब पृष्ठों की ऊँचाइयों में, तापमान और दाब के कारण जो झुटियाँ उत्पन्न हो जाती हैं, उनके कारण कन्दूर विश्लेषण की प्रतिनिधित्व क्षमता, विशेषकर निम्न अक्षांशों में घट जाती है।

10 13 रेडियो सोन्डे या पायलट गुब्बारों द्वारा लिए गए हवा के प्रेक्षण वायुमण्डलीय तहों का श्रौसत सदिश वायु-वेग व्यक्त करते हैं। ये तहें साधारणतः विभिन्न मोटाई की हुआ करती हैं। प्रायोगिक तौर पर दिशा में ± 10 अंश तथा वायु गति में $\pm 10\%$ की झुटि सीमा के अन्दर, ये प्रेक्षण सही होते हैं। उष्ण कटि-वन्धी क्षेत्रों में, जेट धाराओं से प्रभावित क्षेत्रों को छोड़कर, प्रायः वायुगति 45 किमी/घण्टा से कम ही पाई जाती है। अनेक क्षेत्रों में मण्डलीय (zonal) (पूर्वी या पश्चिमी) वायु-प्रवाह का उत्क्रमण भी प्रायः देखा जाता है। ऐसे अवसरों पर वायु के प्रेक्षण में और अधिक यथार्थता अपेक्षित होती है।

मौसम उपग्रह द्वारा प्रेषित चित्रों से भी वायुवेग का आकलन करने के कुछ तकनीक विकसित किए गए हैं। पक्षाभ मेघों के ग्रावटन और प्रसार से, क्षोभ सीमा के निकट की वायु का बोध हो सकता है। मेघों की प्रसार-प्रवृत्ति, सातत्य एवं जल-वायु के ज्ञान से वायुवेग आकलित करने के, कुछ नियम निर्धारित कर दिए गए हैं। तुलना करने पर ये आकलन सूर्यो में 300 तथा 200 मिलीबार स्तर पर रेडियो सोन्डे प्रेक्षणों से बहुत निकट पाए गए हैं।

10.20 मौसम चार्टों के लिए मानचित्र

समकालीन मौसम-चार्ट सुविधापूर्वक तैयार करने के लिए ऐसे मानचित्र बनाना आवश्यक है, जिनमें भूमण्डल का गोलकीय प्रारूप एक समतल कागज पर प्रदर्शित किया जा सके। पृथ्वी के पृष्ठ पर स्थित बिन्दुओं का, किसी समतल मान-चित्र पर यथार्थ प्रदर्शन के लिए, पृथ्वी के वक्र पृष्ठ से अक्षांश और देशान्तर रेखाओं के ग्रिड को, मानचित्र के समतल पृष्ठ पर रूपान्तरित कर दिया जाता है।

इस रूपान्तरण को मानचित्र प्रक्षेपण (map-projection) कहते हैं। प्रक्षेपण कुछ नियमों के अन्तर्गत किया जाता है, जिससे भूमण्डल पर स्थित बिन्दुओं की, मानचित्र के बिन्दुओं से एकैक संगति (one to one correspondence) स्थापित की जा सके।

मानचित्र तैयार करने के लिए पहले भूपृष्ठ को समतल या ऐसे पृष्ठों पर प्रक्षेपित कर लिया जाता है, जिन्हें खोलकर समतल पृष्ठ का रूप दिया जा सके, जैसे वेलन और शंकु। इन्हें विम्ब पृष्ठ (Image Surface) कहते हैं। फिर विम्ब पृष्ठ को खोलने के बाद, जो समतल मानचित्र प्राप्त होता है, उसे समुचित पैमाने, उदाहरणार्थ — $1:10^7$ पर, संकुचित कर लेते हैं।

10.21 समकालीन मौसम मानचित्रों के उद्देश्य से सामान्यतः अनुकोण (conformal) प्रक्षेपण के चार्ट तैयार किए जाते हैं। इसमें किसी बिन्दु पर मानचित्र का विम्ब पैमाना हर दिशा में समान होता है। परिभाषा के अनुसार किसी दिशा में विम्ब पैमाना = $\frac{\text{विम्ब पृष्ठ पर एक बिन्दु और उसके निकटतम बिन्दु के मध्य की दूरी}}{\text{भू-पृष्ठ पर इन्हीं के सङ्गत बिन्दुओं के मध्य की वास्तविक दूरी}}।$

यदि यह अनुपात हर दिशा में समान होगा, तो भू-पृष्ठ पर खींची गई किन्हीं दो रेखाओं के बीच का कोण वही होगा, जो मानचित्र पर इन रेखाओं के प्रक्षेप के बीच होता है। इसको स्पष्ट करने के लिए निम्नांकित तर्क पर विचार कीजिए।

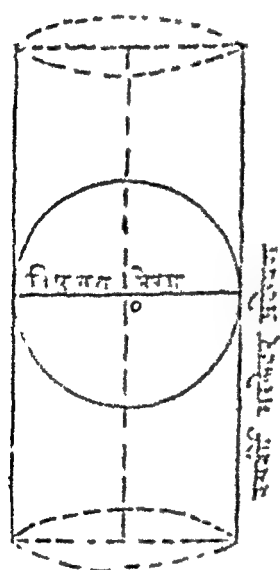
मान लीजिए, P, Q और R तीन बिन्दु, पृथ्वी की सतह पर लिए गए हैं, जिनका मानचित्र पर प्रक्षेप बिन्दु P', Q' और R' है। यदि बिन्दु क्रमागत (Consecutive) हैं, तो $\triangle PQR$ का क्षेत्रफल शून्य हो जाएगा। दोनों त्रिभुजों PQR और P'Q'R' की सङ्गति भुजाओं का अनुपात समान होगा, क्योंकि परिभाषा के अनुसार विम्ब पैमाना हर दिशा में समान होगा। इस प्रकार, दोनों त्रिभुजों समान (Similar) हुए और उनके सङ्गतिकोण एक दूसरे के बराबर। अतः प्रक्षेपण में रेखाओं के बीच के कोण का मान संरक्षित रहता है। यही कारण है कि अनुकोण प्रक्षेपणों में छोटे क्षेत्रों का आकार यथावत् रहता है। बड़े क्षेत्रों के लिए आकार संरक्षित नहीं रह पाता, क्योंकि समविन्यास (conformality) की यथार्थता केवल सूक्ष्म दूरियों के लिए ही निश्चित है।

इसके अतिरिक्त सदिश राशियों, जैसे-वायुवेग का अङ्कन अनुकोणिक प्रक्षेपण के मानचित्रों पर अपेक्षाकृत अधिक सरलता से हो सकता है, क्योंकि इन मानचित्रों पर दिशाओं का मान वही रहता है जो पृथ्वी की सतह पर।

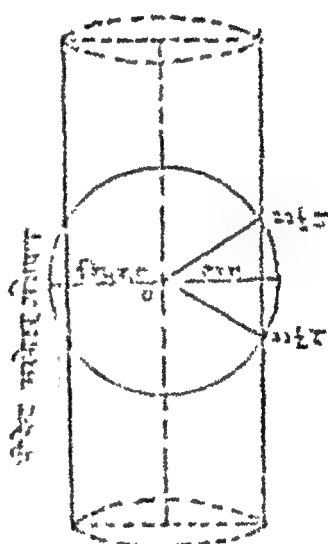
10.22 मौसम मानचित्रों के लिए 3 प्रकार के अनुकोणिक प्रक्षेपण प्रयोग में लाये जाते हैं।

(1) सरकेटर प्रक्षेपण—इसको सबसे पहले सन् 1559 में जी० सरकेटर ने जन्म दिया। इसमें प्रक्षेपण पृष्ठ एक वेलन होता है, जिसका अक्ष पृथ्वी के अक्ष से सपाती (coincident) होता है। वेलन की त्रिज्या अचर होती है, जिसे विभिन्न

प्रक्षोभो पर मन्थनो पैमाने के लिए इस अनुसार नियोजित किया जा सकता है। यदि पृथ्वी और वेहन की प्रिज्वा बराबर मानली जाए, तो वेहन धूम्र में ही विपुव रेखा पर स्थित करेगा। चित्र (10-1) स्थिति (i)। इस स्थिति में पिण्डों का द्रव्य, पैमाना अनुपात या विभव पैमाना विपुव रेखा पर सर होना। दूसरे पक्षों में, पैमाना विपुव रेखा पर स्थित है। विपुव रेखा इस पक्ष में मानक समानान्तर कहलाती है। यह पक्षोत्तम स्वर्णी सरक्रेटर प्रक्षेपण द्वारा है। यदि वेहन की प्रिज्वा कम हो, तो वह धूम्र में के नीचे नीचे पक्षोत्तम धूम्र पर जायेगा। ये धूम्र विपुव रेखा के दोनों ओर सममित रूप में पाए जाएंगे और दोनों ही मानक समानान्तर होंगे। इस अवस्था में तो पक्षोत्तम वेहन, एक सीक्रेटर सरक्रेटर प्रक्षेपण कहलाता है। चित्र (10-1) स्थिति (ii)।



(स्थिति i)



(स्थिति ii)

चित्र (10-1)

सरक्रेटर प्रक्षेपण में प्रत्येक पक्षोत्तम वृत्त, वेहन पर क्षैतिज वृत्त के रूप में प्रक्षेपित होता है और जब वेहन गोला जाता है, तो ये सभी वृत्त, वेहन की परिधि के बराबर लम्बाई की क्षैतिज रेखाओं के रूप में प्राप्त होते हैं। इसी प्रकार देशान्तर रेखाओं का प्रक्षेपण अक्षांश रेखाओं के समान दूरियों पर होता है।

अक्षांश रेखाओं की विपुव रेखा से दूरियाँ होती हैं यदि जाती हैं और धूम्रों पर प्रक्षेपित हो जाती हैं। दूसरे पक्षों में, सरक्रेटर प्रक्षेपण में धूम्रों को निर्दिष्ट नहीं किया जा सकता। अतः इस प्रक्षेपण द्वारा वे ही मानचित्र अधिक उपयोगी होते हैं, जिनमें धूम्रों की उपयोगिता महत्वपूर्ण न हो। वे उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों को प्रदर्शित करने के लिए सर्वाधिक उपयुक्त हैं। इसका दूसरा गुण रचना की सरलता है। आप किसी भी आकार के मानचित्र के लिए उपयुक्त पैमाना चुन लीजिए। केन्द्र पर

एक सरल रेखा द्वारा विपुवन् रेखा खींच लीजिए। निम्नांकित सरल समीकरण द्वारा दो देशान्तरों λ और $\lambda + d\lambda$ के बीच की दूरी dx की गणना कर लीजिए।

$$dx = a \cos \phi_0 d\lambda,$$

जहाँ a पृथ्वी की त्रिज्या और ϕ_0 वह अक्षांश वृत्त है, जहाँ पैमाना यथार्थ है। विपुवन् रेखा को dx की इकाइयों में बांट कर समान्तर लम्बवत् रेखाएँ खींच लीजिए। ये देशान्तर प्रदर्शित करती हैं।

अब निम्नांकित समीकरण से अक्षांश वृत्तों ϕ को विपुवन् रेखा से दूरी y की गणना कर लीजिए।

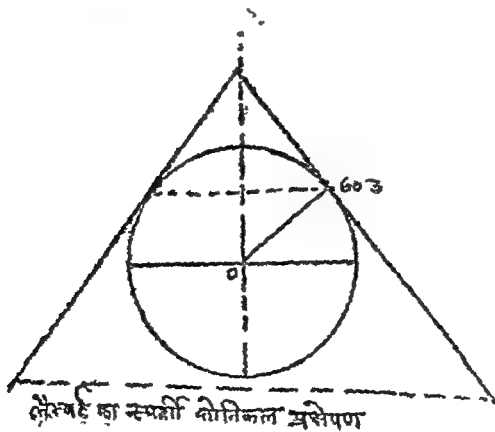
$$y = a \cos \phi_0 \log \tan \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right),$$

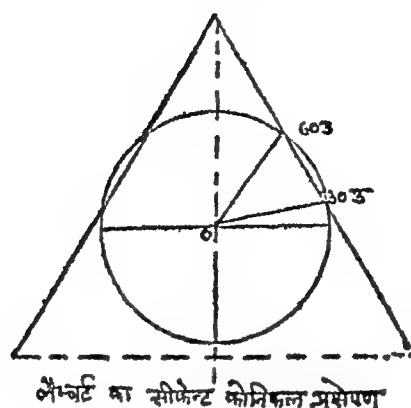
अक्षांश की इन दूरियों को देशान्तर पर अंकित करके विपुवन् रेखा के समान्तर अक्षांश रेखाएँ खींच लीजिए। यह ग्रिड तैयार कर लेने के बाद, मानचित्र के बिन्दु अंकित करना आसान कार्य है।

10.23 लैम्बर्ट का अनुकोणिक शांकव (conical) प्रक्षेपण

यह नाम इसके आविष्कर्ता, जे०जी० लैम्बर्ट (1772) पर रखा गया है। इसमें वित्त पृष्ठ एक शंकु होता है, जिसका अक्ष पृथ्वी के अक्ष से संपाती होती है। मरकेटर प्रक्षेपण की तरह, इसमें भी शंकु पृथ्वी के गोले के किसी मानक समानान्तर पर, या तो स्पर्श करता है या दो मानक समानान्तरों पर काटता है। इन स्थितियों में क्रमशः स्पर्शी तथा सीकेंट शांकव प्रक्षेपण प्राप्त होते हैं। (चित्र 10.2) यदि यह शंकु, प्रक्षेपण के बाद जनक रेखा (generator line) से खोला जाए, तो वृत्त का एक सेक्टर प्राप्त होता है। सारे भू-मण्डल का मानचित्र इस वृत्त पर प्रस्तुत किया जा सकता है।

ध्रुव, शंकु के शीर्ष पर प्रक्षेपित होता है, जो खोलने पर सेक्टर के वृत्त का केन्द्र बन जाता है। वृत्त की त्रिज्याएँ देशान्तर प्रदर्शित करती हैं। अक्षांश वृत्तों का





लैम्बर्ट का सीकेट कोनिकल प्रक्षेपण

चित्र (102)

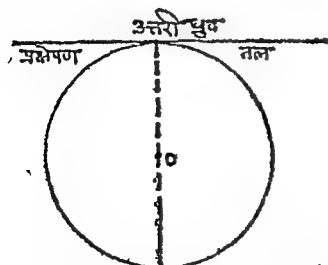
प्रदर्शन सेक्टर पर खींच गए चापो द्वारा किया जा सकता है, जिनमे बीच की दूरियां इस प्रकार नियोजित की गई हो कि मानचित्र अनुकोणिक बन जाय ।

ध्रुवो पर मरकेटर प्रक्षेपण की तरह लैम्बर्ट शाकव प्रक्षेपण का पैमाना भी अनन्त हो जाता है, किन्तु इसमे ध्रुवो की स्थिति प्रदर्शित की जा सकती है, जबकि मरकेटर प्रक्षेपण मे यह सम्भव नहीं । सीकेट लैम्बर्ट प्रक्षेपण मे रवेच्छा से दोनों मानक समान्तर चुने जाने की सुविधा रहती है । इससे इच्छित क्षेत्र मे विरूपण (deformation) कम किया जा सकता है ।

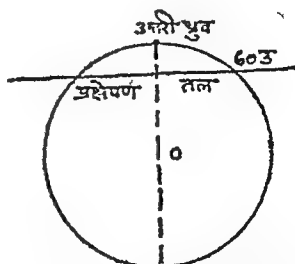
यह प्रक्षेपण मध्य अक्षांशो के लिए सर्वाधिक उपयोगी होता है । यदि मानक समान्तर निम्न अक्षांशो की ओर चुना जाए तो उत्पन्न कटिबन्धी क्षेत्र का भी उपर्युक्त मानचित्र प्राप्त हो सकता है ।

10 24 ध्रुवीय त्रिविम (स्टीरियोग्राफिक) प्रक्षेपण

यह एक सदृश (Perspective) प्रक्षेपण है, जिसमे पृथ्वी के ग्रह के लम्बवत् एक समतल पृष्ठ, विव-पृष्ठ का कार्य करता है । यदि विव पृष्ठ ध्रुव पर स्पर्शी है, तो पैमाना स्पर्श बिन्दु के अलावा सर्वत्र एक से अधिक होता है । विव पृष्ठ पृथ्वी को किसी अक्षांश पर यदि काटता है, तो उस अक्षांश पर पैमाना यथार्थ होगा, अर्थात् वह अक्षांश मानक समान्तर होगा । (चित्र 10 3)



ध्रुवीय स्टीरियोग्राफिक प्रक्षेपण



अध्रुवीय स्टीरियोग्राफिक प्रक्षेपण

चित्र (103)

ध्रुवीय त्रिविम प्रक्षेपण में यदि प्रक्षेपण पृष्ठ से दूर वाले ध्रुव पर, एक प्रकाश-क्षेत्र रख दिया जाए, तो पृथ्वी के अक्षांश और देशान्तर का जो विव प्रक्षेपण पृष्ठ पर चित्रित होगा, वही मान-चित्र का ग्राइड बन जाएगा।

इसमें ध्रुव मानचित्र के केन्द्र पर प्रदर्शित होंगे। देशान्तर रेखाएँ केन्द्र से निकली मरल रेखाओं के रूप में चित्रित होगी, जो एक दूसरे से वही कोण बनाएँगी, जो पृथ्वी के देशान्तर तलों में होता है। अक्षांश रेखाएँ समकेन्द्रित वृत्तों के रूप में आएँगी जिनका केन्द्र ध्रुव है।

मानक समान्तर पर पैमाना इकाई होना है, जो निचले अक्षांशों की ओर बढ़ता जाता है। उच्च अक्षांशों की ओर पैमाना घटता जाता है और उत्तरी ध्रुव पर निम्नतम होता है। ध्रुवी क्षेत्र के प्रदर्शन के लिए, यह प्रक्षेपण सर्वाधिक उपयोगी मानचित्र प्रस्तुत करता है। ध्रुवों के साथ एक गोलाकार का सम्पूर्ण चित्रण इसमें सरलता से किया जा सकता है।

10.25 अंकन और विश्लेषण की त्रुटियाँ कम से कम करने के लिए मान-चित्रों में विरूपण निम्नतम होना चाहिये। इसके लिए यह पाया गया है कि मरकेटर प्रक्षेपण पर, जिसके मानक समान्तर $22\frac{1}{2}^{\circ}$ उ. और $22\frac{1}{2}^{\circ}$ द. लिए गए हैं, 30° उ. और 30° द. के बीच का क्षेत्र सर्वोत्कृष्ट ढंग से प्रदर्शित करता है, जिसमें विरूपण 8% से भी कम होता है।

विषुव रेखा से 50° उ. अक्षांश के बीच के क्षेत्र के लिए, सर्वोत्तम मानचित्र लैम्बर्ट अनुकोणिक शांकव प्रक्षेपण से मिलता है, जिसके मानक समान्तर 10° उ. और 40° उ. अक्षांश लिए गए हों। इसमें विरूपण 7% से कम पाया जाता है। ध्रुवीय त्रिविम प्रक्षेपण में 60° उ. या 45° उ. अक्षांशों को मानक समान्तर लिया जा सकता है, जिससे विरूपण 9% से भी कम आता है।

उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों के लिए, मरकेटर-प्रक्षेपण द्वारा निर्मित मानचित्र सर्वाधिक उपयोगी सिद्ध हुए हैं। इन मानचित्रों के पैमाने वेधशालाओं की सघनता, विश्लेषण का क्षेत्रफल तथा मानचित्र के आकार पर निर्भर करते हैं। पूर्ण गोलाकार मानचित्र के लिए $1:2 \times 10^7$ या 1.4×10^7 का पैमाना उपयुक्त हो सकता है, जबकि क्षेत्रीय विश्लेषण के लिए $1:10^7$ का पैमाना सामान्यतः लिया जाता है। भारतीय उपमहाद्वीप के लिए भारत भौम विभाग $1:10^7$ पैमाने का धरातलीय चार्ट तैयार करता है।

10 30 मौसम चार्ट का विश्लेषण

(1) धरातलीय चार्ट-सांकेतिक रूप से प्रेक्षकों को मानचित्र पर यथास्थान अंकित कर लेने के बाद, उनके विश्लेषण के लिए समन्वय रेखाएँ खींची जाती हैं। शीतोष्ण कटिबन्धों में जहाँ वाताग्र प्रतिक्रियाएँ प्रचुर मात्रा में हुआ करती हैं, वाताग्रों की स्थिति निर्धारित करना भी एक प्रमुख कार्य है।

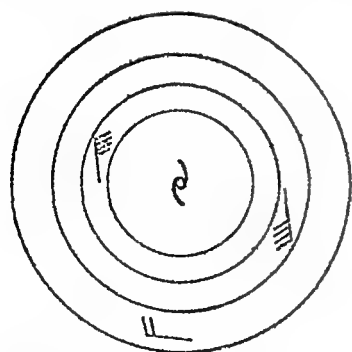
समदाब रेखाएँ प्रायः 2 या 4 मिलीबार के अन्तराल पर खींची जाती हैं। भारतीय क्षेत्रों में जहाँ दाब प्रवणता बहुत कम पाई जाती है, दाब प्रणालियों को स्पष्ट करने के लिए एक मिलीबार के अन्तर पर भी समदाब रेखाएँ खींची जा सकती हैं। परन्तु इन नियमों का दृढ़ता से पालन करना अनिवार्य नहीं है। मौसम विज्ञान अपने अनुभव तथा प्रणालियों की प्रकृति के अनुसार, उचित प्रवणता स्थापित करने के लिए समदाब रेखाएँ खींचने में स्वेच्छ निर्णय ले सकता है, विशेषकर अवदाबों, चक्रवातों तथा गभीर प्रतिचक्रवातों के केन्द्रीय दाब निर्धारित करने की अवस्था में। इनके अलावा, समदाब रेखाओं की निम्नांकित मौलिक विशेषताओं को ध्यान में रखना आवश्यक है —

(1) दो विभिन्न मानों की समदाब रेखाएँ कभी एक दूसरे का स्पर्श नहीं करती।

(2) मानचित्र पर समदाब रेखाएँ या तो किसी क्षेत्र को घेरती हुई बन्द रेखाएँ होती हैं या फिर उनके दोनों सिरों, चार्ट पर खुले रहते हैं। यह ध्यान में रखना चाहिए कि यदि सम्पूर्ण भू-मण्डल पर समदाब रेखाओं को विरतृत किया जाय तो सभी रेखाएँ बन्द वक्र के रूप में स्थापित हो जाएंगी।

(3) समदाब रेखाएँ साधारणतः धरातलीय वायु प्रवाह की दिशा का अनुसरण करती हुई खींची जानी चाहिए। किन्तु धरातलीय घर्षण के कारण, दोनों के बीच दिशान्तर होना बहुत सामान्य बात है। अतः अनावश्यक छोटे-छोटे उभारों (Kinks) अथवा तीक्ष्ण मोड़ों से बचने के लिए समदाब रेखाएँ, जहाँ तक सम्भव हो, वास्तविक दाब प्रणालियों को व्यक्त करती हुई सरल और सम (Smooth) रेखाएँ हो। केवल वातावरण पर तीक्ष्ण मोड़ स्वाभाविक रूप से अभ्युदित हो सकता है।

(4) किसी समदाब रेखा के एक ओर उसके मान से अधिक तथा दूसरी ओर कम दाब पाया जाता है। रेखा की पूर्ण यात्रा के दौरान, यह क्रम अपरिवर्तित रहना चाहिए। इसके लिए वायुदिशा के सहारे वायज वैलट नियम का पालन करते हुए, समदाब रेखाएँ खींची जानी चाहिए।

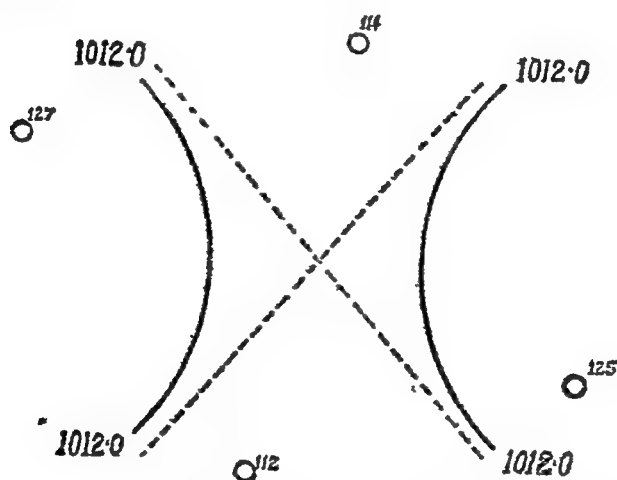


वायुगति और दाब प्रवणता का सम्बन्ध
चित्र (10.4)

(5) वायुगति की तीव्रता पर भी ध्यान देना आवश्यक है। सामान्यतः तीव्र वायु गति में दाब प्रवणता अधिक शक्तिशाली होती है। अतः ऐसे क्षेत्रों में समदाब रेखाओं का मल्लिकट होना स्वाभाविक है। ऐसे क्षेत्रों में जहाँ प्रेक्षण सघनता बहुत कम हो, वायु गति समदाब रेखाओं के अन्तर्वेशन (interpolation) के लिए अच्छा माध्यम बन सकती है।

(6) अस्वाभाविक अनियमितताएँ तथा तीक्ष्ण मोड़ों से बचने के लिए, बहुधा किसी प्रेक्षण में दाब और वायु गति में थोड़ी अशुद्धि को स्वाभाविक मान लेना लाभप्रद रहता है। इसके लिए स्थानीय कारणों, जैसे-भूमितल की ऊँचाई, विकिरण, जल-थल समीर आदि का तर्क प्रस्तुत किया जा सकता है।

(7) मौसम प्रणालियों में सातत्य (Continuity) रखने के लिए यह आवश्यक है कि किसी चार्ट का विश्लेषण करने के लिए, उसके पहले के चार्टों का सक्षिप्त अध्ययन कर लिया जाए। इस अध्ययन से विभिन्न मौसम प्रणालियों की धारणा भी पहले से ज्ञात हो जाती है, जिससे उन्हें और आसानी तथा यथार्थता से निर्धारित किया जा सकता है।



आस क्षेत्र का निकट समदाब रेखाओं की संरचना
चित्र (10.8)

(8) मौसम प्रणालियों के निर्धारण के लिए चार्ट में, अङ्कित वर्तमान और पिछले मौसम का भी यथोचित विचार कर लेना चाहिए। प्रणालियों तथा उत्पन्न मौसम में तार्किक दृष्टिकोण से तालमेल होना अनिवार्य है।

(9) वाताग्रों के निर्धारण के लिए उपयुक्त विधियाँ अध्याय 8 में दी जा चुकी हैं। घरातलीय चार्ट पर उनके शीघ्र निर्धारण के लिए, ओसाङ्क तथा हवा के असातत्य के अतिरिक्त, पिछले चार्टों में उनकी स्थिति पर विचार करना भी उपयोगी हो सकता है।

10.31 घरातलीय दाब के अतिरिक्त, दाब प्रवृत्ति (3 घण्टे या 24 घण्टे में दाब परिवर्तन) तथा तापमान और तापमान प्रवृत्ति का विश्लेषण भी किया जाता है। इसके लिए भारत मौसम विभाग में सहायक मौसम मानचित्र तैयार किए जाते हैं, जिन पर मेघाच्छन्नता तथा मौसम विवरण, उच्चतम तथा निम्नतम तापमान, तापमान प्रवृत्ति; तापमान का औसत से विचलन, ओसाङ्क, दाब-प्रवृत्ति तथा दाब का औसत से विचलन अलग-अलग अङ्कित किए जाते हैं। दाब-प्रवृत्ति की समदाब

रेखाएँ ग्राइसोलोवार कहलाती हैं। यह दाव के घटने और बढ़ने की प्रवृत्ति दर का माप बतलाता है।

विभिन्न प्रणालियों को धरातलीय मानचित्र पर कुछ मानक संकेतों द्वारा अङ्कित कर दिया जाता है। ये संकेत चित्र (10 6a, b और c) में दिए गए हैं।

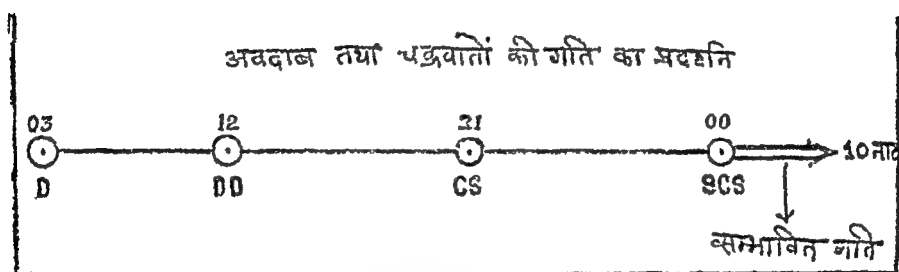
मौसम प्रणाली के विभिन्न लक्षणों के संकेत जो मौसम मानचित्र पर अंकित किये जाते हैं।

- | | |
|--------------------------------------|--|
| 1. धरातलीय शीत वाताग्र | |
| 2. शीत वाताग्र उत्पत्ति | |
| 3. शीत वाताग्र ढास | |
| 4. धरातलीय उष्ण वाताग्र | |
| 5. उष्ण वाताग्र उत्पत्ति | |
| 6. उष्ण वाताग्र ढास | |
| 7. धरातलीय अधिधारित वाताग्र | |
| 8. धरातलीय स्थायित्व वाताग्र | |
| 9. अस्थायित्व रेखा | |
| 10. अभिसरण रेखा | |
| 11. अन्तर्दण कटिलन्धी अभिसरण क्षेत्र | |
| 12. अन्तर्दण कटिलन्धी असान्तत्य | |
| 13. द्वीगिका अक्ष | |
| 14. कटक अक्ष | |

चित्र 10 6 (a)

मौसम मानचित्रों पर दाब प्रणालियों के प्रस्तुतीकरण के संकेत		
1	निम्नदाब	L
2	अवदाब	D
3	गंभीर अवदाब	DD
4	चक्रवात	CS
5	प्रचण्ड चक्रवात	SCS
6	अत्यधिक प्रचण्ड चक्रवात, जिसमें वायुगति 64 'नाट' से अधिक हो।	6
7	उच्चदाब	H

चित्र (10. 6b)



चित्र (10. 6c)

10.32 उच्चतर वायुमण्डलीय मौसम मानचित्र

वायुमण्डल के त्रिविम आचरण की पूर्ण व्याख्या तथा दाब प्रणालियों के उर्ध्वधर विस्तार का अध्ययन करने के लिए, उच्चतर वायुमण्डलीय चार्ट तैयार करने आवश्यक हैं। वैसे, मेघाच्छन्नता, वर्षा आदि की घटनाएँ, धरातलीय चार्ट पर भी अङ्कित रहती हैं; किन्तु उच्चतर हवाओं के दाब, तापमान, आर्द्रता तथा गति की परिवर्तनीय प्रकृति का विस्तृत अध्ययन भी समकालीन स्थितियों के अध्ययन के महत्वपूर्ण भाग है।

इसके लिए मौसम केन्द्रों में जो चार्ट सर्वाधिक प्रचलित हैं, वे स्थिर दाब चार्ट (Constant Pressure Chart) या कन्टूर चार्ट (Contour Chart) कहलाते हैं। ये चार्ट कुछ चुने हुए दाब स्तर, जैसे 850, 700, 500, 300, 200 तथा 100 मिलीबार के लिए तैयार किए जाते हैं। रेडियो सोन्डे वेधगालाओं द्वारा प्राप्त इन दाब स्तरों की ऊँचाइयों को (जी०पी०एम० इकाइयों में), तथा तापमान, ओर्साक व वायुगति और दिशा साकेतिक माडलों के रूप में अङ्कित कर दिया जाता है।

भारतीय क्षेत्रों में, चूँकि रेडियो सोन्डे वेधगालाओं की संख्या बहुत सीमित (लगभग 20) है, अतः इन स्तरों पर पायलट बैलून के वायुप्रेक्षण भी अङ्कित कर दिए जाते हैं, ताकि कन्टूर रेखाओं को प्रागे बढ़ाने में इनकी सहायता मिलती रहे। इन मानचित्रों के विश्लेषण से वायु मण्डल की तह-दर-तह समकालीन स्थिति स्पष्ट

हो उठती है। धरातलीय और उच्चतर वायु मानचित्रों के एक साथ अध्यारोपण (Superimposition) से, किसी दाब प्रणाली का उर्ध्व विस्तार तथा मौसम विकसित करने की अनुकूल अथवा प्रतिकूल परिस्थितियाँ आमानी में प्रत्यक्ष हो जाती हैं। विभिन्न तहों के विश्लेषण को एक साथ परखने से, उनकी पारस्परिक सङ्गति (Consistency) को ध्यान में रखना सदैव आवश्यक है।

उच्च अक्षांशों में 850, 700 और 500 मिलीबार के मानचित्रों में 40 मीटर के अन्तर पर कन्दूर खींचे जाते हैं, जबकि भारतीय क्षेत्रों में प्रवणता के टीलेपन के कारण, 20 मीटर के अन्तराल पर कन्दूर खींचना अधिक उपयोगी पाया जाता है। उच्चतर स्तर 300, 200 और 100 मिलीबार पर ये अन्तराल क्रमशः 80 और 40 मीटर कर दिए जाते हैं। 200 और 100 मिलीबार स्तर पर रेडियो सोन्डे द्वारा प्रेषित कन्दूर ऊँचाई बहुत विश्वसनीय नहीं होती। अतः इन स्तरों पर कन्दूर रेखाएँ प्रायः वायु वेग पर आधारित रखना अधिक लाभप्रद सिद्ध हुआ है।

शीतोष्ण कटिबन्धों में 300-200 मिलीबार तथा उष्ण कटिबन्ध में 200-100 मिलीबार तहों के बीच प्रायः क्षोभ सीमा आ जाती है। अतः 200 तथा 100 मिलीबार के दाब पृष्ठ और क्षोभ सीमा पृष्ठ की अनुच्छेद रेखा का निर्धारण करना भी विश्लेषण का एक उपयोगी भाग है।

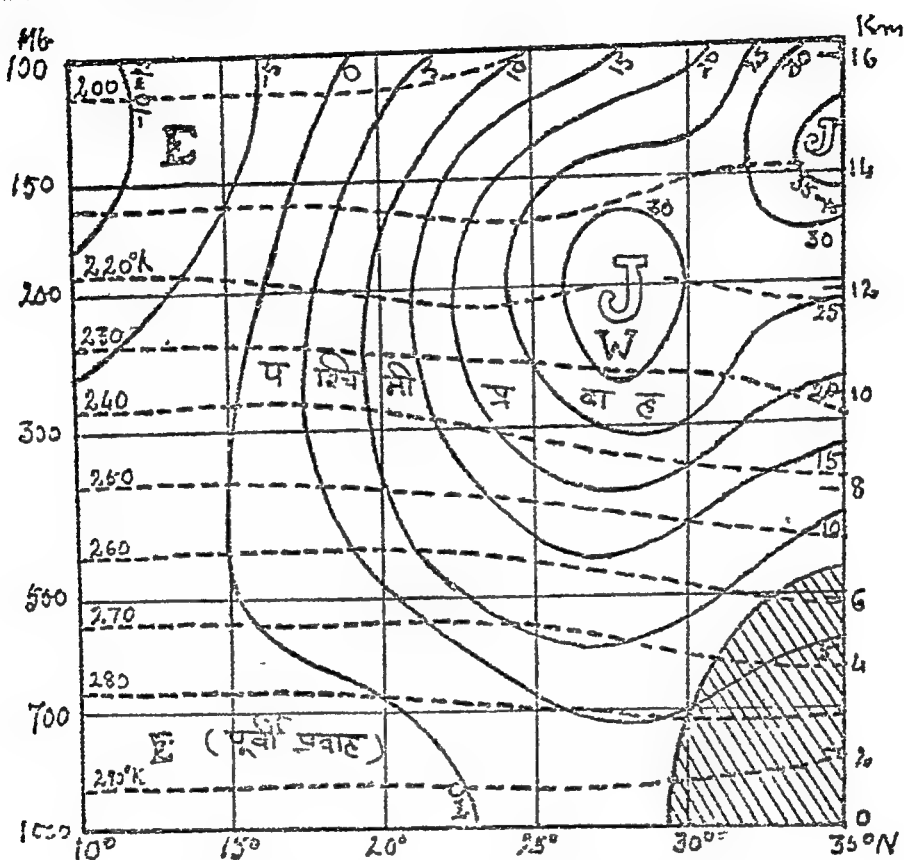
कन्दूर रेखाएँ समदाब रेखाओं की भाँति, चक्रवाती तथा प्रति-चक्रवाती बन्द रेखाओं या ट्रोणिका तथा कटक की आकृति प्रदर्शित करती हुई स्थित होती हैं। धरातलीय चक्रवात तथा प्रतिचक्रवात, उच्चतर वायुमण्डल में प्रायः ट्रोणिका तथा कटक का रूप ग्रहण कर लेते हैं। ये ट्रोणिकाएँ तथा कटक, उच्चतर सामान्य वायु प्रवाह की मुख्य विशेषताएँ हैं।

300 और 200 मिलीबार स्तरों पर, पश्चिमी जेट धाराएँ 25 से 35 तथा 50 से 60 अंश उत्तरी अक्षांशों के बीच स्थित होती हैं। विशेषकर सदियों में इनकी तीव्रता बहुत अधिक पाई जाती है। इन जेट धाराओं का अक्ष निर्धारित करना तथा 60 नाट से अधिक वायु गति के लिए 20 नाट के अन्तर पर समवायुगति रेखाएँ (Isotach) खींचना विश्लेषण का एक महत्वपूर्ण भाग है। जेट धाराओं की स्थिति प्रायः 500 मिलीबार स्तर पर अधिकतम तापमान प्रवणता क्षेत्र के ठीक ऊपर 300 या 200 मिलीबार स्तर पर पाई जाती है। जेट की अक्ष एक (Stream line) होती है जो कन्दूर रेखा के समानान्तर खींची जाती है। अक्ष पर सब जगह वायुगति समान नहीं पाई जाती। प्रायः वायुगति के उत्तरोत्तर उच्चतम और निम्नतम पाए जाते हैं। दो उच्चतमों के बीच 10 से 25 देशान्तर की दूरी हो सकती है।

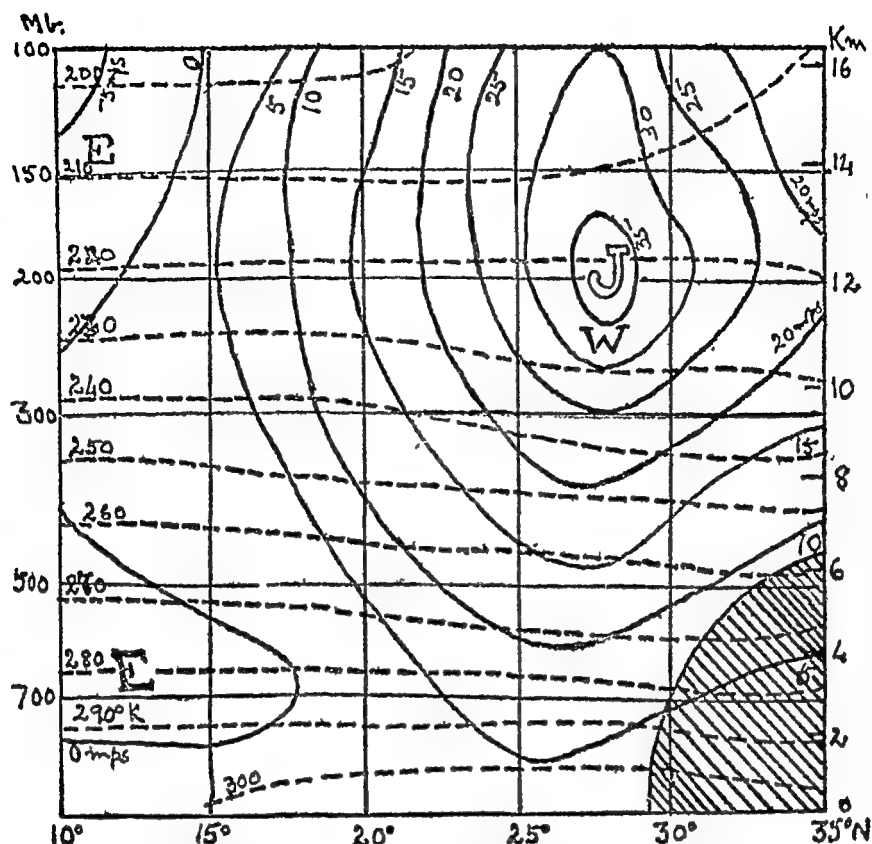
भारत में दो मुख्य जेट धाराएँ प्रभावशील रहती हैं। (1) मध्य अक्षाणीय पश्चिमी जेट जिसका अक्ष उत्तरी अफ्रीका, दक्षिणी यूरोप, रूस, उत्तरी तिब्बत, चीन और जापान पर से गुजरता है। यह जेट सदियों में उत्तरी भारत पर हिमालय की शृङ्खलाओं के समान्तर बहने लगती है। गर्मियों में यह हिमालय के उत्तर से प्रवाहित होती है।

(ii) पूर्वी जेट धारा, जो मानसून काल में दक्षिणी चीन, मलाया, भारतीय प्रायद्वीप तथा अफ्रीका पर 200 से 100 मिलीबार स्तरों के मध्य बहती है।

चित्र (10-7) और (10-8) में अक्टूबर-नवम्बर तथा अप्रैल-मई में भारतीय क्षेत्रों में जेट धाराओं से सम्बन्धित वायु प्रवाह और तापमान दिए गए हैं।



जेट धाराओं में तापमान और वायु गति का आवंटन
अक्टूबर-नवम्बर (कोटेश्वरन एवं पार्कसारणी, 1953)
चित्र (10-7)



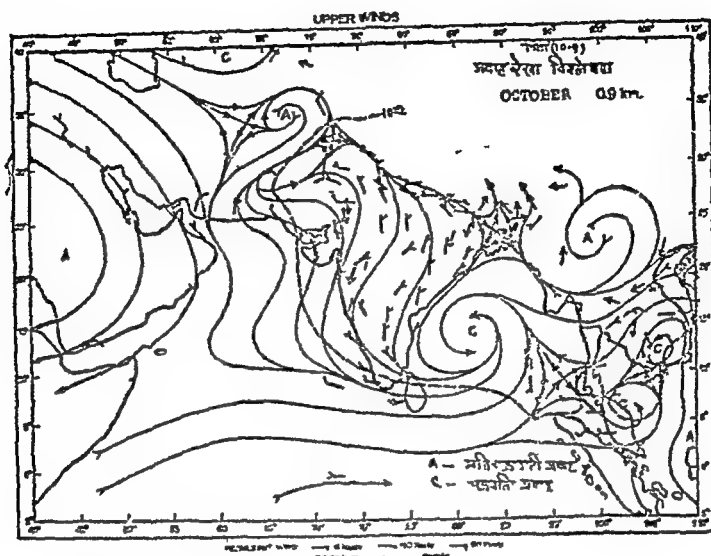
अंत धाराओं में तापमान और वायु गति का आवंटन
अखिल-मंडल (कोटेडरम तथा पार्थसारथी, 1953)
चित्र (10.8)

10.33 स्ट्रीम लाईन विश्लेषण (Stream Line Analysis) या प्रवाह रेखा विश्लेषण

मौसम तत्वों के अभिवहन तथा प्रवाह की वक्रता के यथार्थ ज्ञान के लिए स्ट्रीम लाइन विश्लेषण करना आवश्यक है। इसमें विभिन्न स्तरों पर वायुगति और दिशा अङ्कित करके (free hand) चिकनी रेखाएँ प्रवाह के स्पर्शों के रूप में खींच दी जाती हैं। इसके मुख्य लक्षण निम्नांकित हैं :—

- (i) विचित्र-बिन्दु (Singularities)—ये वो बिन्दु हैं जो प्रवाह के अभ्युदय स्रोत अथवा सिंक (Sink) का कार्य करते हैं, जैसे—चक्रवाती या प्रतिचक्रवाती केन्द्र।
- (ii) अनन्त स्पर्शी (Asymptote)—ये वे रेखाएँ हैं जिनपर प्रवाह अभिसरित या अपसरित होता है। स्ट्रीम रेखाओं के सगम (Confluence) तथा हटाव (Diffluence) से भी क्रमशः अभिसरण तथा अपसरण का बोध होता है।
- (iii) उदासीन-बिन्दु (Neutral point)—दो एसिम्पटोट रेखाओं का कटाव बिन्दु उदासीन बिन्दु कहलाता है। यह प्रायः शान्त वायु के क्षेत्र (जैसे काल) से सम्बन्धित पाया जाता है।

स्ट्रीम लाइन विश्लेषण का एक उदाहरण चित्र (10-9) में प्रदर्शित किया गया है।



10 34 थिकनेस चार्ट (Thickness Chart)

दो मानक दाब स्तरों जैसे 1000 और 500 मिलीबार के बीच ऊँचाई का अन्तर (थिकनेस) अङ्कित करके एक नया चार्ट तैयार किया जा सकता है, जिस पर थिकनेस की सम रेखाएँ खींची जा सकती हैं। ऊँचाई का अन्तर केवल दोनों तहों के बीच औसत तापमान पर निर्भर करता है। अतः ये समरेखाएँ तहों के औसत तापमान की रेखाएँ प्रदर्शित करेगी, जो ताप हवाओं के बंटन का चित्र प्रस्तुत करती है। इस चार्ट को थिकनेस चार्ट कहा जाता है।

प्रायोगिक रूप से थिकनेस चार्ट, आलेखीय विधि से ग्रिड तैयार करके बनाया जाता है।

10-40 मौसम पूर्वानुमान

वायुमण्डल की वर्तमान अवस्था के ज्ञान से, जो हमें धरातलीय तथा उच्चतर वायु प्रेक्षणों द्वारा प्राप्त होता है, उसके भविष्य की अवस्था की प्रागुक्ति (Prediction) ही मौसम पूर्वानुमान का तात्पर्य है। जिस क्षेत्र के लिए पूर्वानुमान तैयार करना हो उसके चारों ओर बहुत बड़े क्षेत्र के मानचित्र पर समकालीन प्रेक्षण (वायु दाब, तापमान, हवा, आर्द्रता, मेघाच्छन्नता, दृश्यता, वर्तमान और पिछला मौसम आदि) अङ्कित और विश्लेषित होने के बाद वायुमण्डल की वर्तमान अवस्था का सांराश प्रस्तुत करते हैं, जिनसे उच्च और निम्नदाब क्षेत्र, कटक-और द्रोणिका, अभिसरण और अपसरण के क्षेत्र, वायुमण्डलीय आर्द्रता तथा जेट धाराओं आदि की वर्तमान स्थिति स्पष्ट हो जाती है। ये प्रणालियाँ प्रायः गतिशील होती हैं और समय तथा स्थान के प्रति परिवर्तित होती रहती हैं।

उत्तरोत्तर समकालीन चाटों को श्रृंखला बद्ध रूप से अध्ययन करने से पता चलता है कि प्रणालियों के परिवर्तन में कुछ सीमा तक नियमितता है, यद्यपि दो चाटें कभी भी सर्वत्र सम नहीं होती। किन्हीं क्षेत्रों के लिए पूर्वानुमान तैयार करने की साधारण विधि यह है कि उस क्षेत्र के लिए महत्वपूर्ण दाब प्रणालियों की पिछली और वर्तमान स्थिति, तीव्रता तथा पिछले चाटों के आधार पर स्थान व तीव्रता में परिवर्तन की दर निश्चित कर लेते हैं। इसी परिवर्तन दर में भविष्य में किसी निश्चित अवधि के बाद एक दाब प्रणाली की स्थिति और तीव्रता का आकलन करने का एक सरल कार्य है।

इस विधि में धुटि यही है कि दाब प्रणालियों में परिवर्तन की प्रवृत्ति अनियन होती है, विशेषकर उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों में। अतः मौसम विशेषज्ञ को अपने अनुभव, स्थान-विशेष के जलवायु का ज्ञान, सामान्य प्रेक्षण तथा अन्य सहायक माधनों पर भी निर्भर करना पड़ता है। मेघ और वर्षा साधारणतः नम वायु की आरोही गति से उत्पन्न होती हैं। आरोही गति के लिए उपयुक्त परिस्थिति यह है कि निम्न वायु तहों में अभिसरण तथा उच्चतर तहों में अपनरण प्रवाह प्रमुख है। चाटों के विश्लेषण में, वायुमण्डल की वास्तविक वायु-प्रवाह की प्रकृति स्पष्ट हो जानी चाहिए, क्योंकि इन्हीं के प्रति-रूपों के आधार पर अभिसरण या अपनरण की मात्रा और क्षेत्र ज्ञात होते हैं। सामान्यतः इन्हीं विधियों से ही प्रणालियों का मूल्यांकन तथा मौसम उत्पन्न होने के संभावित क्षेत्रों को प्रागुक्त किया जाता है।

10 41 मौसम पूर्वानुमान की समस्या मुख्यतः तीन अवस्थाओं में रखी जा सकती है:—

- (1) समकालीन चाटों का विश्लेषण।
- (2) दाब प्रणालियों का पूर्वानुमान (Prognostication)।
- (3) मौसम पूर्वानुमान तैयार करना।

विश्लेषण में दाब प्रणालियों, वाताग्रों तथा वायुराशियों की संरचना, स्थिति, भौतिक गुण तथा गति की दिशा और दर का स्पष्ट चित्रण हो जाना चाहिए। इसके लिए उपलब्ध धरातलीय तथा उच्चतर वायुमण्डलीय प्रेक्षाओं को अंकित करके निम्नांकित मौसम मानचित्र प्रायः अधिकांश मौसम केन्द्रों में तैयार किए जाते हैं।

(अ) धरातलीय दाब मानचित्र

प्रत्येक समकालीन घड़ी पर यह चाटें तैयार किया जाता है, जिनमें धरातलीय प्रेक्षाएं मानक माँडल के रूप में अंकित किए जाते हैं। समदाब रेखाओं तथा 24 घंटे की दाब प्रवृत्ति की समरेखाओं (आइसोलोवार) द्वारा यह मानचित्र विश्लेषित किया जाता है। धरातलीय वाताग्रों की स्थिति-निर्धारण भी विश्लेषण का एक महत्वपूर्ण अंग है।

(ब) सहायक धरातलीय मानचित्र

इस पर पिछले 24 घंटों का मौसम तथा मेघाच्छन्नता, तापमान और उसका विचलन तथा ओसाक आदि अलग-अलग मानचित्रों पर अंकित किए जाते हैं।

(स) टीफाई ग्राम

स्थानीय तथा निकटवर्ती रेडियो सोन्दे प्रक्षेपों को टीफाईग्राम पर अंकित करके, वायुमण्डल की तह-दर-तह भौतिक अवस्था के बारे में अनेक महत्वपूर्ण निष्कर्ष प्राप्त किए जाते हैं।

(द) स्थिर दाब मानचित्र

मानक दाब स्तरों (850, 700, 500, 300, 200 और 100 मिलीबार) के रेडियो सोन्दे प्रेक्षकों को अंकित कर, उनको कन्टूर तथा समताप रेखाओं द्वारा विश्लेषित किया जाता है। विभिन्न तहों में दाब प्रणालियों की स्थिति के अतिरिक्त मीसम विकास (Baroclinicity) का अध्ययन भी इस मानचित्र से किया जा सकता है। उच्चतर तहों में जेट धाराओं की स्थिति तथा तीव्रता का ज्ञान यही मानचित्र प्रस्तुत करता है।

(इ) पायलट मानचित्र

रेडियो सोन्दे प्रेक्षकों के अभाव के कारण, उच्चतर वायुमण्डल की अनेक स्तरों के लिए, मानचित्र पर केवल वायुवेग के पायलट बैलून प्रेक्षण अंकित कर के उन्हें प्रवाह रेखाओं द्वारा विश्लेषित किया जाता है। ट्रोपिकाएँ, चक्रवाती या प्रति-चक्रवाती प्रवाह, कॉल, अभिसरण तथा अपसरण क्षेत्रों की गुणात्मक (qualitative) धारणा, इस मानचित्र से बहुत स्पष्ट हो जाती है।

(फ) इसके अलावा उपग्रहों द्वारा मेघाच्छन्नता के आँकड़े तथा राडार के प्रेक्षण भी उपलब्ध हैं, जो आजकल मीसम पूर्वानुमान तथा विशिष्ट प्रणालियों के यथार्थ आकलन के लिए सर्वाधिक उपयोगी सिद्ध होते जा रहे हैं।

10.50 दाब प्रणालियों का वेग निर्धारण

समकालीन चार्टों के विश्लेषण से वायुमण्डल की भौतिक अवस्था का लगभग पूर्ण चित्र उपलब्ध हो जाता है, जो हमारी रूढ़ (conventional) पूर्वानुमान विधि का आधार बनता है। इस विधि का दूसरा महत्वपूर्ण पहलू उच्च दाब, निम्नदाब ट्रोपिका, काल, वाताग्र तथा वायुराशियों की गति की गणना या आकलन करना है। गणना के लिए त्रिविम नियामक (Three dimensional) प्रणाली में अनेक सूत्र व्युत्पन्न (derived) किए गए हैं। यदि X-अक्ष गति की दिशा में मान लिया जाए, तो एक सामान्य समदाब रेखा (p) की गति (C) निम्न सूत्र द्वारा प्राप्त की जा सकती है :—

$$C = - \frac{\partial p}{\partial t} \bigg| \frac{\partial p}{\partial x} .$$

यदि 2 मिलीबार के अन्तर पर खींचे गए, दो समदाब रेखाओं के बीच की लम्बवत् दूरी d हो तो,

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{2}{d}$$

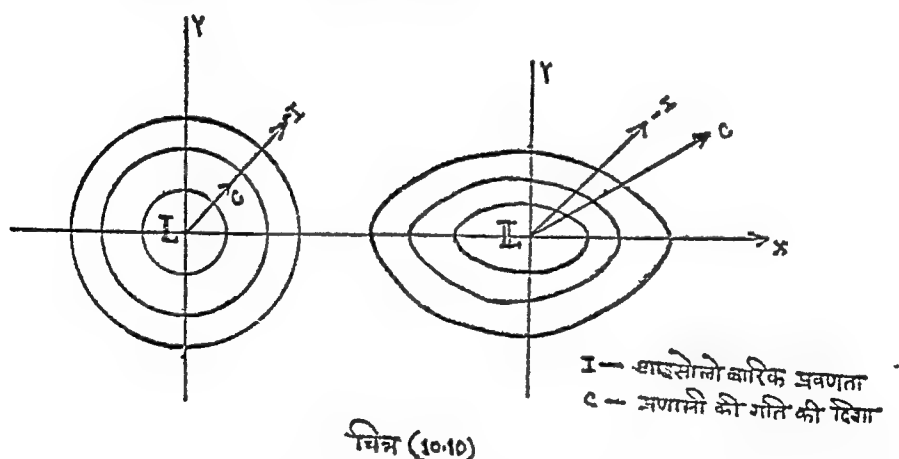
$$\therefore C = - \frac{bd}{2}$$

$$\text{जहाँ } b = \frac{\partial p}{\partial t} = \text{दाव प्रवृत्ति।}$$

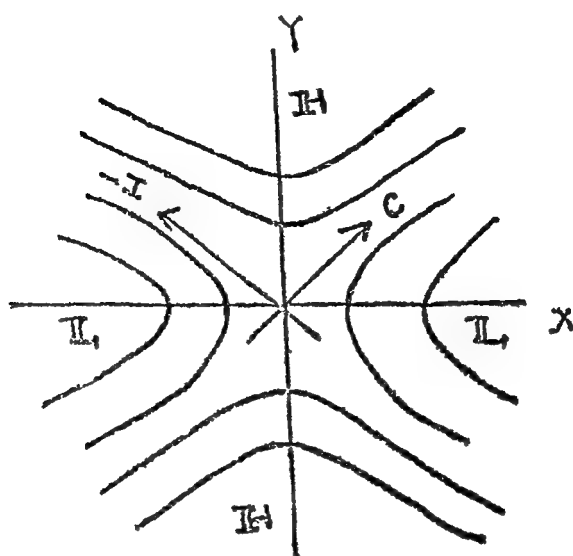
अन्य प्रणालियों की गति के लिए सूत्र सरलता से प्राप्त किए जा सकते हैं किन्तु उन्हें प्रस्तुत पुस्तक में स्थान नहीं दिया जा सका है। प्रायोगिक उपयोगिता के लिए उन सूत्रों के आकार पर कुछ निष्कर्ष निम्नांकित हैं—

(1) द्रोणिकाएँ आइसोलोबारिक प्रवणता की दिशा में, अर्थात् बढ़ते दाव से घटते दाव की ओर गति करती हैं। कटक इसके विपरीत दिशा में बढ़ते हैं। द्रोणिका (या कटक) की गति अपने आगे और पीछे की दाव प्रवृत्ति के अन्तर के समानुपाती तथा आकृति की वक्रता के व्युत्क्रमानुपाती होती है। अर्थात् यदि दाव प्रोफाइल की वक्रता अधिक हो, तो द्रोणिका या कटक की गति धीमी होगी।

(2) वृत्ताकार निम्नदाव केन्द्र भी आइसोलोबारिक प्रवणता की दिशा में गति करते हैं। उच्चदाव केन्द्र इससे विपरीत दिशा में चलते हैं। इनकी गति प्रवणता के समानुपाती तथा दाव प्रोफाइल की वक्रता के व्युत्क्रमानुपाती होती है। यदि निम्नदाव दीर्घायत (oblong) है, तो इसकी गति की दिशा आइसोलोबारिक प्रवणता से दीर्घ अक्ष की ओर झुक जाएगी।



(3) कॉल का केन्द्र चित्र (10.11) में प्रदर्शित दिशा में बढ़ता है। यह दिशा आइसोलोबारिक प्रवणता से परे X-अक्ष की ओर झुकी होती है।



चित्र (10.11)

(4) गणितीय सूत्रों के अनुसार उष्ण वाताग्र भूव्यावर्ती वायु गति के 60 से 80 प्रतिशत की गति से चलते हैं, जबकि शीत वाताग्र इसके 70% से 100% तक की गति रखते हैं। किन्तु बहुत से अवसरों पर वाताग्र भूव्यावर्ती हवाओं से तीव्र भी चलते हैं। विकसित वाताग्र विक्षोभों का चक्रवाती केन्द्र लगभग उष्ण वाताग्र की गति से ही बढ़ता है। यह गति प्रायः शीत वाताग्रों की गति से थोड़ी कम होती है।

10.51 बहिर्वेशन विधि (Extrapolation Method)

यह विधि, दाब प्रवृत्ति तथा भूव्यावर्ती वायु की उपर्युक्त विधियों के सम्पूरक के रूप में प्रयुक्त की जा सकती है, जिसमें दाब प्रणाली के पिछले मार्ग तथा स्थितियों के आधार पर, उसके वेग तथा त्वरण की गणना कर ली जाती है। इसी वेग और त्वरण द्वारा एक निश्चित समय बाद दाब प्रणाली की स्थिति का बहिर्वेशन किया जाता है।

मान लीजिए बिन्दु A, B, C, और D किसी दाब केन्द्र की चार स्थितियाँ समान समयान्तर t पर हैं। चित्र (10.12) स्थिति (i), जिसमें बिन्दु A, B, C, D एक दूसरे से बराबर दूरी पर स्थित हैं, से स्पष्ट है कि केन्द्र स्थिर गति और दिशा में चल रहा है। अतः वर्तमान स्थिति D से t समय बाद, उसकी स्थिति उसी दिशा में D' तथा $2t$ समय बाद D'' होगी, जहाँ

$$DD' = CD \text{ और } DD'' = 2CD.$$

स्थिति (ii) में केन्द्र की दिशा स्थिर है किन्तु गति घटती जा रही है। स्पष्टतः

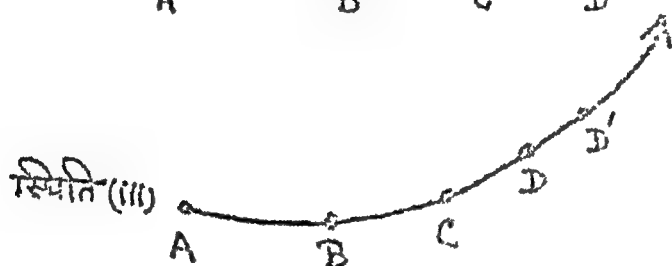
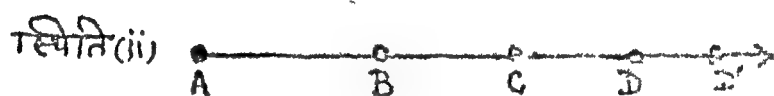
$$\text{मन्दन (या त्वरण) गुणक} = \frac{CD}{\dots}$$

यदि t समय बाद केन्द्र की स्थिति DD' है, तो

$$DD' = CD \cdot \frac{CD}{BC}$$

$$= \frac{(CD)^2}{BC}$$

स्थिति (iii) में केन्द्र एक वक्र मार्ग पर घटती गति के साथ चलता है। यहां त्वरण का सूत्र, स्थिति (ii) की तरह वही प्रयुक्त किया जा सकता है। यदि स्थिति C की अपेक्षा D में आइसोबोलोबारिक प्रवणता गहिरा है, तो मोड़ के बाद गति और बढ़ेगी। प्रवणता की मात्रा के अनुसार केन्द्र की गति में उल्लेख्य त्वरण निर्धारण करके D' की स्थिति बहिर्वेशित की जा सकती है।



चित्र (10.12.)

A—1004

B—1000

C—997

D—995

इस विधि से केन्द्र की तीव्रता का बहिर्वेशन भी सम्भव है। स्थिति (iv) में विभिन्न स्थितियों के साथ केन्द्र पर दाब का मान भी मिनोबार में अंकित है। इन मानों से स्पष्ट है कि केन्द्र निरन्तर गम्भीर (deep) होता जा रहा है, किन्तु गम्भीर होने की दर घटती जा रही है। दाब के बिन्दु मानों से t समय बाद स्थिति D' पर केन्द्र का दाब सामान्य विधि से बहिर्वेशित किया जा सकता है।

यह विधि उस अवस्था में प्रायः असफल रहती है जब दाब प्रणाली स्थायिक प्रतिक्रियाती क्षेत्रों के मार्ग में गति करती है। ये प्रति चक्रवात एक लकड़बटु उत्पन्न करते हैं, जो या तो दाब प्रणाली की गति कम कर देते हैं या दिशा परिवर्तित करने को बाध्य कर देते हैं। यह विधि उच्च और निम्नदाब क्षेत्रों के प्रतिरिक्त फटक, द्रोणिका तथा वाताघों पर भी प्रयुक्त की जा सकती है।

10.52 विश्लेषण के पश्चात् पूर्वानुमान तैयार करने के लिए, मार्गदर्शन के रूप में निम्नांकित बातें क्रमवार ढंग से दी जा रही हैं, जिसकी रूपरेखा मुख्यतः पैटरमन ने बनाई है :—

(1) पिछले चारों का निरीक्षण—मुख्यतः 850, 700 और 500 मिलीबार स्तरों पर, नमी तथा दाब प्रणालियों की स्थिति का अध्ययन। टीफाई ग्राम का विश्लेषण तथा ताजे पूर्वानुमान की जानकारी प्राप्त करना।

(2) चालू (current) मानचित्रों का स्वयं विश्लेषण करना। दाब परिवर्तन (Pressure change) मानचित्रों में आइसोलोबारिक केन्द्रों का बहिर्वेशन।

(3) मौसम प्रणालियों की संगति (Consistency) का अध्ययन। उपग्रह तथा राडार प्रेक्षकों की सहायता से निम्नदाब केन्द्रों का यथार्थ निर्धारण।

(4) दाब प्रणालियों तथा वाताग्रों का पूर्वानुमान की अवधि के लिए विस्थापन (displacement) करना।

(5) प्रणालियों की संभावित तीव्रता का अनुमान करना।

(6) नई प्रणालियों के अभ्युदय के सम्बन्ध में धारणा निर्धारित करना।

(7) मेघाच्छन्नता, आर्द्रता तथा वायुराशियों के भौतिक गुण निश्चित करना तथा पूर्वानुमान-अवधि में उनकी संभावित गति तथा परिवर्तन का अनुमान निश्चित करना।

(8) स्थानीय प्रभावों जैसे—पहाड़ियों, जलाशयों, जल थल समीर आदि का विचार करना।

(9) स्पष्ट शब्दों में पूर्वानुमान तैयार करना तथा उसकी यथार्थता की संभावना निश्चित करना।

10.60 पूर्वानुमानों के प्रकार

मौसम पूर्वानुमान के लिए सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्त्व समय है। विभिन्न उप-योगों के लिये अलग-अलग अवधि के पूर्वानुमान तैयार किए जाते हैं। मौसम प्रणालियों की अनियमितताओं के कारण यह स्वाभाविक है कि पूर्वानुमानों की यथार्थता, अवधि बढ़ने के साथ तेजी से घटती जाती है। अवधि के दृष्टिकोण से पूर्वानुमान निम्नांकित प्रकार के होते हैं :—

(1) अल्पावधि (Short Range) पूर्वानुमान—यह तीन से अठारह घण्टों की अवधि के लिए तैयार किया जाता है, जो प्रायः दैनिक सेवाओं के लिये उपयुक्त होता है। इसमें उड़ानों के लिये घातक मौसम घटनाओं, जैसे—तड़ित भस्मा, ओले, पर्वत-तरंगे, आर्षी, चक्रवात, स्क्रवाल, विक्षोभ आदि के अलावा दृश्यता, उच्चतर वायुगति तथा तापमान और मेघाच्छन्नता का पूर्वानुमान दिया जाता है। अल्पावधि के कारण इनके यथार्थ होने की सम्भावना अधिक होती है।

(2) दैनिक अवधि पूर्वानुमान—12 से 48 घण्टे की अवधि के लिए पूर्वानुमान प्रायः स्थानीय क्षेत्रों के लिये दिया जाता है। इनका उपयोग सर्वसाधारण द्वारा नित्य

प्रति के कार्यों में किया जाता है। इसमें मौसम घटनाओं, मेघाच्छन्नता तथा तापमान को विशेष महत्व दिया जाता है।

यह आवश्यक है कि इन अल्पावधि पूर्वानुमानों के लिये विश्लेषित मौसम चार्ट, समकालीन प्रेक्षण के बाद कम से कम समय में उपलब्ध हो जाएं। यद्यपि पूर्वानुमान तैयार करने में लाभकारी, कुछ नियमावलियाँ नीचे उद्धृत की गई हैं तथापि प्रणालियों की स्थिति, तीव्रता, गति और सम्भावित परिवर्तन के बारे में शीघ्र निर्णय लेने के लिये मौसम विशेषज्ञ का अनुभव और पूर्वाभ्यास अत्यावश्यक तत्त्व है।

(अ) उच्चदाब, निम्नदाब, कटक और द्रोणिका की स्थिति और तीव्रता समकालीन चार्ट पर निश्चित करना। उच्च अक्षांशों में वाताग्रों की स्थिति निर्धारण करना भी बहुत महत्वपूर्ण है।

(ब) वायुराशियाँ निर्धारित करना। उष्ण कटिबन्धों में सुस्पष्ट वायुराशियाँ बहुत कम मिलती हैं, फिर भी स्थानीय टीफाईग्राम द्वारा वायुमण्डलीय स्थिरता, नमी की अवस्था, आरोही तथा अवरोही गति शीतलन तथा उष्मन का अध्ययन किया जा सकता है।

(स) वर्षा आदि मौसम-घटनाओं का उत्तरोत्तर चार्टों से क्रमबद्ध अध्ययन।

(द) त्वरण की विधि से निश्चित अवधि के बाद दाब प्रणालियों की स्थिति आकलित करना। प्रणालियों की संरचना और पिछली प्रवृत्ति के आधार पर उनकी तीव्रता का अनुमान लगा लेना भी सरल कार्य है। किन्तु उष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों में दाब प्रणालियों की गति बहुत अनियत पाई जाती है। जिससे बहिर्वेशन विधि प्रायः असफल हो जाती है। इन क्षेत्रों की सम्भावित गति साधारणतः उस दिशा में होती है, जहाँ दाब का घटाव अधिक होता है, अर्थात् जिधर अधिकतम आइसोलोबारिक प्रवणता होती है। इसके अलावा प्रणालियों का जलवायु विज्ञान भी, उनका विस्थापन आकलित करने में सहायक हो सकता है। कुछ प्रणालियाँ, जैसे—पश्चिमी विक्षोभों या चक्रवातों के आगमन से पूर्व मेघ या तापमान के निश्चित संकेत मिलने लगते हैं। चक्रवाती तूफानों का मार्ग निर्धारण प्रायः उनके ऐतिहासिक ज्ञान के आधार पर किया जाता है।

(इ) स्थानीय प्रभावों, जैसे—पर्वत, जलाशय, जल और थल समीर पर अलग से विचार करना आवश्यक है। मौसम विज्ञ को इस सम्बन्ध में पर्याप्त जानकारी होनी चाहिए।

10.70 मध्यम अवधि पूर्वानुमान (Medium Range Forecast)

इस पूर्वानुमान की मध्य अवधि 3 से 7 दिन की होती है। दाब प्रणालियों का पूरा जीवन चक्र प्रायः 3-4 दिन का पाया जाता है। स्पष्ट है कि इससे लम्बी अवधि के पूर्वानुमान के लिए उपर्युक्त रूढ़ विधिया प्रयोग में नहीं लाई जा सकती, क्योंकि वर्तमान दाब प्रणालिया इतनी लम्बी अवधि तक प्रभावकारी नहीं रहती हैं, और कितने दिन बाद तथा किस स्थान पर नवीन प्रणालिया उदय होगी, इसका अनुमान करना, मौसम विज्ञान की अब तक की प्रगति के आधार पर प्रायः असम्भव ही है। पिछले

कुछ वर्षों में, मध्यम अवधि पूर्वानुमान की आवश्यकता कृषि कार्यों, सैनिक एवं आर्थिक योजनाओं तथा हाइड्रोलोजिकल चेतावनियों आदि के लिए निरंतर बढ़ती गई है; विशेषकर भारत जैसे देश में, जहाँ की अर्थ-व्यवस्था मौसम की अनुकूलता पर अत्यधिक निर्भर है।

इसके लिए मुख्य रूप से सांख्यिकीय विधियाँ ही प्रयोग में लाई जाती हैं। कुछ विधियाँ शुद्ध सांख्यिकी हैं जिनमें प्रेडिक्टन्ट (Predictant) को कुछ उपयुक्त मौसम तत्वों के फलन (function) के रूप में व्यक्त किया जाता है, ये तत्व प्रेडिक्टर या प्रागुक्तक कहलाते हैं। भूतकाल के मौसम आकड़ों की सहायता से, इस समाश्रयण (Regression) समीकरण तथा उसके गुणांकों का मान आकलित कर लिया जाता है।

दूसरी विधि में मौसम प्रणालियों की भौतिक विशेषताओं तथा उनके प्राकृतिक विकास पर विचार करते हैं। इसके लिये प्रायः तीन या पाँच दिन के औसत मौसम चार्ट बनाए जाते हैं। इन औसत मानचित्रों की प्रवृत्ति के वहिर्वेशन से लम्बी अवधि के लिये मौसम परिस्थितियों का आकलन किया जा सकता है।

भारत में इस समस्या पर उष्ण कटिबन्धी मौसम विज्ञान शोध संस्थान पूना में कार्य हो रहा है। वहाँ अभी तक जो विधि विकसित की गई है, उसमें समकालीन तथा सांख्यिकीय सिद्धान्त प्रयुक्त किए गए हैं, जिनकी रूप रेखा इस प्रकार है—

(1) 5 दिवसीय औसत 700 मिलीवार का कन्दूर मानचित्र तैयार करना। राय सरकार एवं लाल (1960) के अनुसार, उत्तरी भारत में वर्षा उत्पन्न करने वाले विक्षोभों की स्थिति निर्धारण के लिये, 700 मिलीवार स्तर का कन्दूर चार्ट सर्वाधिक उपयोगी है।

(2) मुख्य मौसम तत्वों का 5 दिवसीय सामान्य से विचलन का मानचित्र तैयार करना। ये दोनों मानचित्र लगभग 10 वर्ष की अवधि में प्रत्येक 5 दिन के लिए तैयार कर लिए गए हैं।

(3) औसत वायु प्रवाह और औसत विचलन में सम्बन्ध स्थापित करना। पन्त (1964) के अनुसार, उत्तरी भारत पर 5 दिवसीय वर्षा का सामान्य से अधिक होना, पाकिस्तान तथा उत्तरी-पश्चिमी भारत पर 700 मिलीवार की 5 दिवसीय माध्य स्थिति से प्रायः संबंधित रहती है। सामान्य से अधिक वर्षा इन क्षेत्रों पर तब विस्तृत होती है, जब दक्षिणी-प्रायद्वीप पर स्थित, उच्चदाब क्षेत्र कमजोर हो।

(4) माध्य सामान्य प्रवाह के वहिर्वेशन के लिए उपयुक्त विधि तैयार करना। तथा (3) के सम्बन्ध द्वारा माध्य सामान्य प्रवाह के आधार पर, वर्षा के सामान्य से विचलन का सही आकलन करना। पिछले दशक से कम्प्यूटर तकनीक के विकास के साथ, मध्यम और दीर्घ अवधि के पूर्वानुमानों के लिए संख्यात्मक (Numerical) विधियों पर भी अब पर्याप्त ध्यान दिया जाता रहा है। इन विधियों की सक्षिप्त रूप रेखा अनुच्छेद (10.80) में दी गई है।

शीत तरंग की घटनाएँ घटी हैं। ऐसी अवस्थाओं में पूर्वानुमान तैयार करने के संबंध में अन्य तत्वों पर भी ध्यान देना आवश्यक है, जैसे—सागर तल या भूमितल का तापमान, आर्द्रता की अवस्था, वायु प्रवाह तथा आस-पास के क्षेत्रों में तुषार-पात आदि।

10.72 पूर्वानुमान में जलवायु विज्ञान का महत्व

दिन प्रतिदिन के समकालीन चाटों के निरीक्षण से यह स्पष्ट हो जाता है कि दाव प्रणालियों की स्थिति और प्रारूप में, मौसमी परिवर्तन सबसे महत्वपूर्ण विशेषता हैं, जो जल-थल की गुण विभिन्नता तथा सूर्य के स्थानान्तरण के कारण उत्पन्न होती है। किसी स्थान-विशेष की भौगोलिक परिस्थितियाँ प्रायः अपरिवर्तित रहती हैं। अतः वहाँ के जलवायु का प्रमुख चर नियन्त्रक सूर्य है, जो वर्ष भर एक निश्चित मार्ग पर स्थानान्तरित होता रहता है। इसकी स्थिति के अनुसार, हर ऋतु में स्थान विशेष की मौसमी विशेषताएँ बदलती रहती हैं, जो हर साल उसी क्रम में बार-बार दोहरायी जाती हैं। अतः एक ऋतु से दूसरे ऋतु में परिवर्तित होने वाली सामान्य दाव प्रणालियों तथा वायु प्रवाह का ज्ञान, मौसम पूर्वानुमान के लिये बहुत ही उपयोगी सिद्ध होता है।

इसके लिये मुख्य मौसम तत्वों, जैसे—दाव, तापमान तथा वायु प्रवाह आदि के औसत मासिक मानों की गणना लगभग तीस या पचास वर्ष के आकड़ों के आधार पर कर ली जाती है। ये मान जलवायुविक सामान्य (Climatological Norms) कहलाते हैं। विभिन्न स्टेशनो के जलवायुविक सामान्यों के आधार पर जलवायुविक मानचित्र तैयार किए जाते हैं। भारतीय क्षेत्रों के लिए कुछ जलवायुविक मान चित्र अध्याय 14 में दिए गए हैं।

नित्य प्रति के समकालीन चाटों की मासिक जलवायुविक चाटों से तुलना करने पर, मौसम परिस्थितियों का सामान्य से विचलन ज्ञात हो जाता है। विशेष असमानता की स्थितियाँ मौसम विशेषज्ञ के लिए महत्वपूर्ण हैं क्योंकि इनसे मौसम प्रणालियों की संभावित गति और तीव्रता के बारे में स्पष्ट संकेत मिलता है।

10.80 संख्यात्मक मौसम प्रागुक्ति (Numerical Weather Prediction)

जैसा कि नाम से ही स्पष्ट है, इसका तात्पर्य संख्यात्मक विधियों से मौसम की प्रागुक्ति करना है। इसमें वायुमण्डल की भौतिक प्रवृत्ति को नियन्त्रित करने वाले समीकरणों को, वास्तविक रूप से हल किया जाता है। दो प्रकार के हल सम्भव हैं—

(1) वे हल जो विश्लेषात्मक (analytic) रूप में प्राप्त हो जैसे—एकघातीय, बहुघातीय, चरघाताकीय फलन (exponential function) या अन्य रूप में।

(2) किसी समीकरण का, अल्पावधि (Δt) के लिए संख्यात्मक विधि से सन्निकट (approximate) हल कर लिया जाय और फिर उस हल को लम्बी अवधि के लिए शृंखलाबद्ध रूप से उत्तरोत्तर विस्तारित कराया जाए जैसे—श्रान्ति (relaxation) की विधि। इन विधियों के लिए प्रायः कम्प्यूटर तकनीक का प्रयोग किया जाता है।

10 81—वायुमण्डलीय अवस्था को व्यक्त करने वाले मौलिक तत्व जिन्हे आगे वायुमण्डलीय चर (variable) कहा जाएगा, ये हैं :—

(1) u X-दिशा में वायुगति । X-अक्ष प्रायः अक्षांशों को लिया जाता है ।

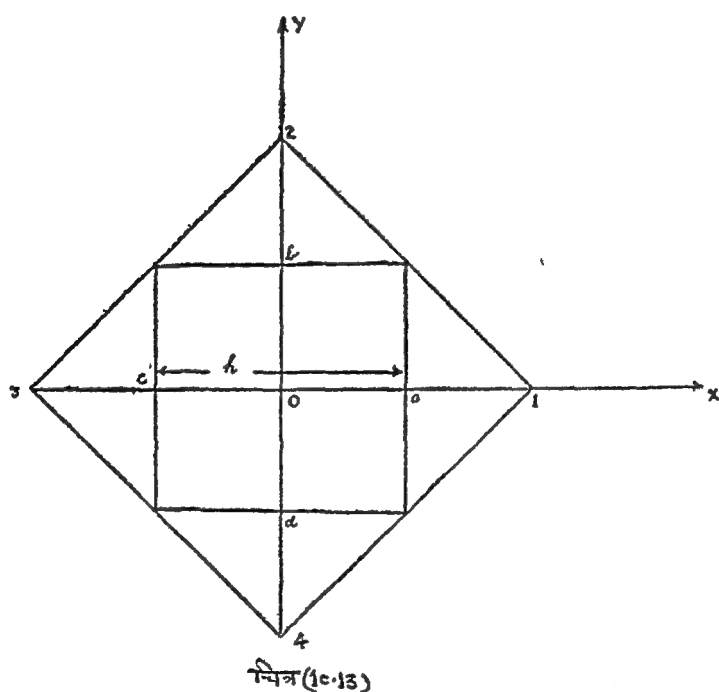
(2) v . Y-दिशा (देशान्तर) में वायुगति ।

(3) w Z-दिशा (स्थानीय ऊर्ध्वाधर)-में वायुगति ।

(4) p वायु मण्डलीय दाब

(5) T या ρ तापमान या वायु घनत्व । गैस नियम, $p = \rho RT$, से सम्बन्धित होने के कारण p, ρ और T में दो चर ही स्वतन्त्र रूप से लिये जा सकते हैं ।

(6) q विशिष्ट आर्द्रता या वायुमण्डलीय आर्द्रता का कोई अन्य माप ।



इन चरों के निर्धारण के लिए 6 समीकरण आवश्यक हैं । प्रारम्भिक अवस्था में q को अचर मान लिया जाता है । इसका तात्पर्य है कि वायुमण्डलीय प्रक्रम जो मौसम (वर्षा, कुहरा, वज्रपात आदि) उत्पन्न करते हैं, के दृष्टिकोण से यह प्रस्ताव बिल्कुल अनुपयुक्त है, किन्तु बड़े पैमाने पर वायुमण्डलीय प्रवाह को प्रागुक्त करने के लिए जो सख्यात्मक मौसम प्रागुक्ति का प्रारम्भिक कार्य है, आर्द्रता को नगण्य कर देना तर्क सगत है । अब शेष पाँच चरों u, v, w, p, T (या ρ) की व्याख्या करने के लिए, पाँच समीकरणों की आवश्यकता होगी । त्रिविम नियामक प्रणाली में गति के तीन समीकरण, सांतत्य का समीकरण (equation of Continuity) तथा

उष्मागतिकी का पहला नियम; हमें पांच समीकरण प्रदान करते हैं। इन समीकरणों को इस प्रकार लिखा जा सकता है :—

$$\frac{du}{dt} = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + F_x \quad \dots(i)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + F_y \quad \dots(ii)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z \quad \dots (iii)$$

ये तीन गति के समीकरण हैं, जहाँ f कोरियालिस प्राचल, F_x , F_y तथा F_z घर्षण बल तथा g , ऊर्ध्व दिशा में प्रयुक्त होने वाला गुरुत्वाकर्षण बल है। ये समीकरण अरेखिक (non linear) हैं। चौथा निम्नांकित समीकरण है, जो संहति के संरक्षण के नियम पर आधारित है।

$$\frac{d\rho}{dt} = -\rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad \dots(iv)$$

उष्मा गतिकी का पहला नियम यह है,

$$\frac{dQ}{dt} = c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt},$$

$$\text{जहाँ } \alpha \text{ (विशिष्ट आयतन)} = \frac{1}{\rho}.$$

इस समीकरण में 'Q' (वायुमण्डल में आगत उष्मा की मात्रा) एक अज्ञात राशि है, जिसके मान निर्धारण के लिए एक और समीकरण की आवश्यकता पड़ेगी। किन्तु इस कठिनाई को प्रारम्भ में यह मानकर समाप्त कर दिया जाता है कि पूर्वानुमान की अवधि में वायुमण्डलीय प्रक्रमों की प्रवृत्ति रुद्धोष्म है। अतः $\frac{dQ}{dt} = 0$

$$\text{इस प्रकार, } c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{d\alpha}{dt} = 0$$

रुद्धोष्म दशाओं में $p\rho^{-\gamma} = \text{स्थिरांक}।$

$$\therefore \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{\gamma}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = 0$$

अतः सातत्य समीकरण की सहायता से

$$\frac{dp}{dt} = -\gamma p \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad \dots(v)$$

यह पांचवा अभीष्ट समीकरण है।

10.82 इन समीकरणों को वास्तविक रूप से हल करने में निम्नांकित कठिनाइयाँ हैं—

(1) ये समीकरण रेखिक नहीं हैं। $u \frac{\partial u}{\partial x}$, $v \frac{\partial v}{\partial y}$ आदि पद द्विघातीय

प्रवृत्ति रखते हैं। अरेखिक आंशिक डिफरेंशियल समीकरणों का हल प्रायः क्लिष्ट होता है।

(2) जिन राशियों का मान इन समीकरणों से ज्ञात करना है, उनके परिमाण प्रायः बहुत छोटे हैं, जिन्हें दो बड़ी राशियों के अन्तर से प्राप्त किया जाना है। उदाहरण के लिए, समीकरण

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y},$$

में $\frac{dv}{dt}$ का मान (छोटा) $\left| -\frac{1}{\rho} \frac{\partial b_1}{\partial y} \right|$ से $\left| fu \right|$ को घटाने से प्राप्त होगा।

ये दोनों राशियाँ अपेक्षाकृत बड़े परिमाणों की ओर एक दूसरे से लगभग बराबर हैं। इनका अन्तर स्पष्ट रूप से एक क्रम (order) छोटा होगा। अतः इन बड़ी राशियों के माप या आकलन में कोई त्रुटि होती है, तो $\frac{dv}{dt}$ के मान में वह त्रुटि कम से कम

10 गुना होकर सम्मिलित होगी। अतः बड़ी राशियों का परिमाण निर्धारित करने में, अत्यधिक सावधानी की आवश्यकता है, जो अग्रणीत वायुमण्डलीय उच्चावचों तथा यान्त्रिक त्रुटियों के होते हुए प्रायः संभव नहीं।

(3) उपर्युक्त समीकरणों की प्रकृति अस्यन्त व्यापक है। अतः अन्य बहुत से विक्षोभ, जैसे ध्वनि तरंग आदि भी, जो मौसम प्रणालियों पर कोई सार्थक प्रभाव उत्पन्न नहीं करते, इन समीकरणों के अन्तर्गत कम्प्यूटर द्वारा समाकलित हो जाते हैं। फलस्वरूप गणना के परिणाम वास्तविकता से बहुत अधिक विचलित हो जाते हैं। यह स्थिति परिकलनी (Computational) अस्थिरता कहलाती है। इस प्रभाव को दूर करने के लिए, समीकरणों को इस प्रकार सशोधित करते हैं कि तीव्रगामी तरंग छन (filter out) जाएँ। यह विधि फिल्टर प्रक्रम कहलाती है।

10.84 संख्यात्मक मौसम प्रागुचित का सरलतम उदाहरण

यह वह स्थिति है, जिसमें चरों की संख्या घटा कर न्यूनतम, एक या दो कर दी जाए। इस स्थिति में भी चूँकि समीकरण की अरेखिकता विद्यमान रहती है, अतः कम्प्यूटर तकनीक का उपयोग आवश्यक है।

इसके लिए भ्रमिताता समीकरण (vorticity equation) के सरलतम रूप पर विचार करते हैं, जो निम्नांकित है —

$$\frac{dZ_A}{dt} = 0,$$

अर्थात्, निरपेक्ष भ्रमिलता (Z_A) = स्थिरांक।

$$\text{या } \frac{\partial Z_A}{\partial t} + u \frac{\partial Z_A}{\partial x} + v \frac{\partial Z_A}{\partial y} = 0, \quad \dots(i)$$

जिसमें भ्रमिलता का ऊर्ध्वावर पद छोड़ दिया गया है।

स्वाभाविकतः वायुवेग के अवयव भूव्यावर्ती, अवयवों के समान लिए जा सकते हैं —

$$\therefore u = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad \text{तथा } v = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x} \quad \dots(ii)$$

अब $Z_A = Z + f$, जहाँ Z सापेक्षिक भ्रमिलता तथा f कोरियालिस प्राचल है।

$$\therefore Z_A = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f = \frac{g}{f} \nabla^2 z + f$$

$$\text{जहाँ, } \Delta^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}.$$

$$\therefore \frac{\partial Z_A}{\partial t} = \frac{g}{f} \nabla^2 \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right) \quad \dots(iii)$$

अतः समीकरण (i) का निम्नांकित रूप में लिखा जा सकता है :

$$\nabla^2 \frac{\partial z}{\partial t} = -J(z, g f^{-1} \nabla^2 z + f). \quad \dots(iv)$$

$$\text{जहाँ } J(F_1, F_2) = \frac{\partial F_1}{\partial x} \frac{\partial F_2}{\partial y} - \frac{\partial F_1}{\partial y} \frac{\partial F_2}{\partial x}$$

समीकरण (iv) में केवल एक अचर z (कन्दूर-चुंगता) है। यदि चुंगता प्रवृत्ति $\frac{\partial z}{\partial t}$ को I , तथा समीकरण के दायें पक्ष को $F(x, y)$ से प्रदर्शित करें, तो

$$\nabla^2 I = F(x, y) \quad \dots(v)$$

जहाँ $F(x, y)$ एक ज्ञात फलन है, क्योंकि प्रेक्षकों की सहायता से इसकी गणना की जा सकती है। समीकरण (v) प्वायसन का मानक समीकरण है। $\nabla^2 I$ के मानों के लिए किसी क्षेत्र पर I का मान श्रान्ति विधि से निर्धारित किया जा सकता है, किन्तु इसके लिए आवश्यक है कि क्षेत्र की सीमाओं पर I का प्रारम्भिक मान पहले से ज्ञात हो।

10.85 सख्यात्मक हल के लिए $\nabla^2 I$ को पहले अन्तर (difference) समीकरण के रूप में रखते हैं। इसके लिए बिन्दु 0 के चारों ओर चित्र (10.13) के ग्रिड पर विचार कीजिए।

$$\begin{aligned} \text{बिन्दु 0 पर } \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} &= \frac{\left(\frac{\partial I}{\partial x} \right)_a - \left(\frac{\partial I}{\partial x} \right)_c}{h} \\ &= \frac{1}{h} \left[\frac{I_1 - I_0}{h} - \frac{I_0 - I_3}{h} \right] \\ &= \frac{I_1 + I_3 - 2I_0}{h^2} \end{aligned}$$

$$\text{इसी प्रकार बिन्दु 0 पर } \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} = \frac{I_2 + I_4 - 2I_0}{h^2}$$

$$\begin{aligned} \therefore \nabla^2 I &= \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} = \frac{I_1 + I_2 + I_3 + I_4 - 4I_0}{h^2} \\ &= \frac{(\bar{I} - I_0)}{h^2}, \end{aligned}$$

$$\text{जहाँ, } \bar{I} = \frac{I_1 + I_2 + I_3 + I_4}{4}$$

10.86 समीकरण (v) को व्यवस्थित रूप से हल करने के लिए निम्नांकित विधि अपनाना उपयुक्त है।

(1) एक विश्लेषित कन्दूर मान चित्र में समान दूरी पर स्थित बिन्दुओं का ग्रिड बना लीजिए। प्रायः 500 मिलीबार का दाब पृष्ठ इसके लिए अधिक उपयुक्त होता है। किन्तु अन्य दाब स्तर पर भी यदि वहाँ अपसरण क्षेत्र नगण्य हो, यह विधि लागू की जा सकती है। कन्दूर तुंगता के मानों (z) द्वारा परिमित अन्तर

(finite difference) सूत्र $\nabla^2 z = \frac{4(\bar{z} - z)}{h^2}$, द्वारा $\nabla^2 z$ के मान की गणना

कर लीजिए।

(2) निरपेक्ष भ्रमिलता Z_A की गणना सूत्र, $Z_A = \frac{g}{f} \nabla^2 z + f$, की सहायता से कर लीजिए। विभिन्न ग्रिड बिन्दुओं पर Z_A का मान अंकित करके समरेखाओं द्वारा उसका विश्लेषण कर लीजिए।

(3) भ्रमिलता प्रवृत्ति $\frac{\partial Z}{\partial t}$ का मान ज्ञात करने के लिए Z_A की समरेखाओं

की भ्रूव्यावर्ती गति से कन्दूर रेखाओं की दिशा में उतनी दूर तक अभिवहित कीजिए, जितनी दूरी, (Δt) (मान लीजिए 3 घण्टे) समय में वायु कण तय करेंगे। इस प्रकार हमें प्रागुक्त Z_A का क्षेत्र प्राप्त हो जाएगा। उपर्युक्त विधि को गणितीय सूत्र

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial Z_A}{\partial x} + v \frac{\partial Z_A}{\partial y} \right) = - \vec{V} \cdot \nabla Z_A,$$

द्वारा व्यक्त किया जा सकता है।

प्रागुक्त और प्रारम्भिक Z_A क्षेत्र के अन्तर से सापेक्ष भ्रमिलता का परिवर्तन ΔZ की गणना प्रत्येक ग्रिड बिन्दु के लिए की जा सकती है।

Z_A के मानों को $\frac{f}{g}$ से गुणा करने पर $\nabla^2 \frac{\partial Z}{\partial t}$ या $\nabla^2 I$ का मान ज्ञात हो जाएगा।

(5) $\nabla^2 I$ के क्षेत्र से I का मान ज्ञात करने के लिए, सख्यात्मक समाकलन की अनेक विधियाँ प्रयुक्त की जा सकती हैं। एक विधि श्रान्ति की है, जो प्रायः प्रयोग में लाई जाती है।

(6) I के मान द्वारा किसी समयान्तर δt के लिए ऊँचाई का परिवर्तन ∂z ज्ञात किया जा सकता है। प्रारम्भिक कन्दूर ऊँचाइयों में प्रत्येक ग्रिड बिन्दु पर ∂z का मान जोड़ने से, नया कन्दूर प्रतिरूप, अर्थात्-प्रागुक्त प्रतिरूप मिल जाता है। इससे भी आगे $2\delta t$ समय के लिए प्रागुक्त प्रतिरूप ज्ञात करने के लिए δt समय के उपरान्त प्राप्त प्रतिरूप को प्रारम्भिक क्षेत्र मान लिया जाता है और उपर्युक्त प्रक्रम पुन दोहराया जाता है। उत्तरोत्तर समाकलन की यह विधि तब तक दुहराते रहते हैं जब तक कि पूर्वानुमान की अवधि के अन्त का कन्दूर-प्रति-रूप न प्राप्त हो जाए।

10.90 व्यवहारिक उदाहरण के लिए भारतीय क्षेत्रों को प्रभावित करने वाली कुछ विशिष्ट मौसम घटनाओं का विवरण समकालीन चार्टों की सहायता से नीचे दिया गया है:—

10.91 पश्चिमी विक्षोभ-एक स्थिति अध्ययन

नवंबर से मई तक के महीनों में कुछ निम्नदाब क्षेत्र एक श्रृंखलाबद्ध रूप में अपने पश्चिम से पूर्व की ओर यात्रा के पश्चात् उत्तर और मध्य भारत को प्रभावित

करते हैं। यही निम्नदाव इन क्षेत्रों में सर्दियों की वर्षा के प्रमुख कारण हैं। ये निम्न-दाव भूमध्य तथा केस्पियन सागरों में उत्पन्न वाताग्र अवदावों या उनके द्वितीयको द्वारा प्रेरित होते हैं, जो अपेक्षाकृत दक्षिणी पथ का अनुसरण करते हुए उत्तरी-पश्चिमी सीमा से भारत में प्रवेश करते हैं। मास्यकी माध्य के अनुसार इनकी मासिक संख्या नवंबर से मई तक के महीनों में क्रमशः 2, 4, 5, 5, 5, 5 तथा 2 है। ये प्रणालियाँ भारत में पश्चिमी विक्षोभ कहलाती हैं।

पश्चिमी विक्षोभ वाताग्र प्रकृति की प्रणाली होती है, जिसमें उष्ण वाताग्र प्रायः अधिधारित होता है और धरातलीय मौसम चार्ट पर अंकित नहीं हो पाता। भारतीय क्षेत्र पर ये विक्षोभ निम्नांकित दाव प्रणालियों के रूप में प्रायः देखे जाते हैं —

(1) धरातलीय अवदाव या निम्नदाव—जिससे पर्याप्त ऊँचाई तक उच्चतर चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका संबंधित होती है।

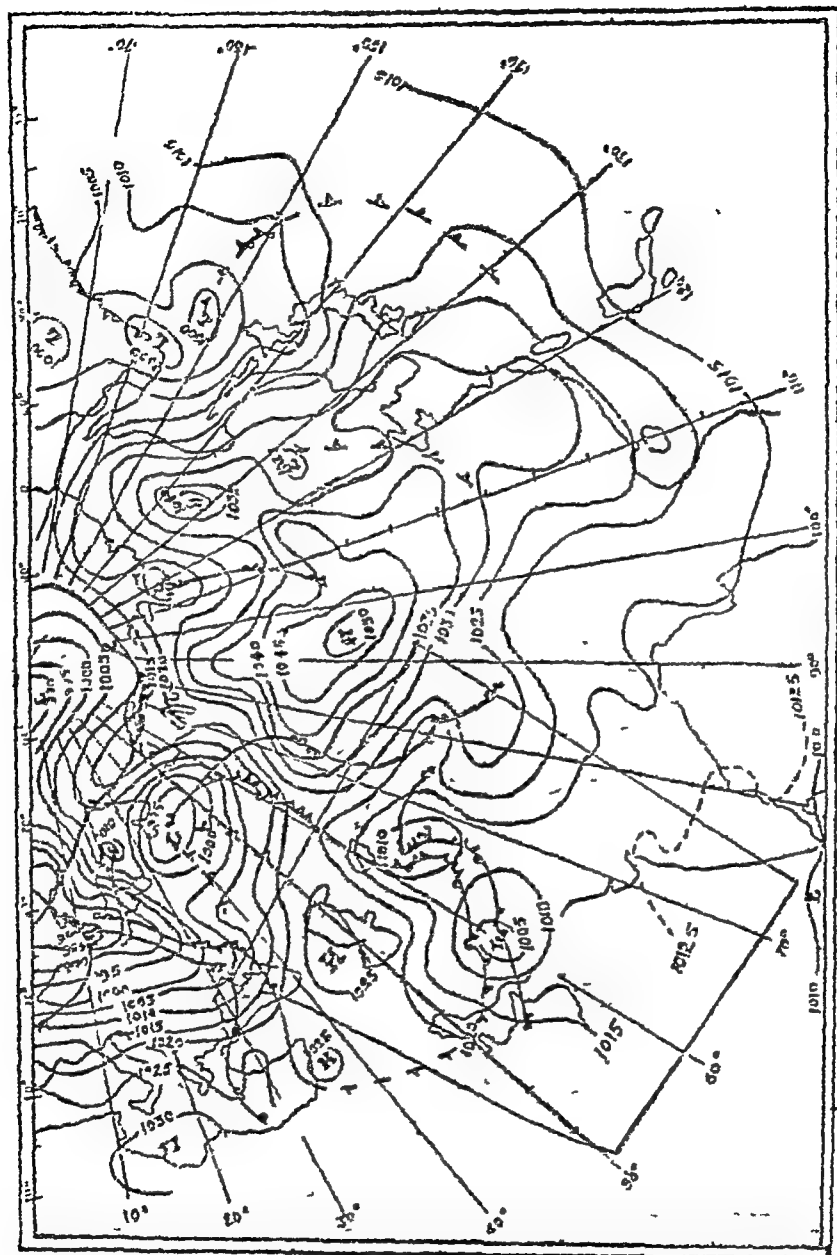
(2) धरातलीय निम्नदाव—जिससे उच्चतर वायु द्रोणिका संबंधित नहीं होती।

(3) उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह या द्रोणिका

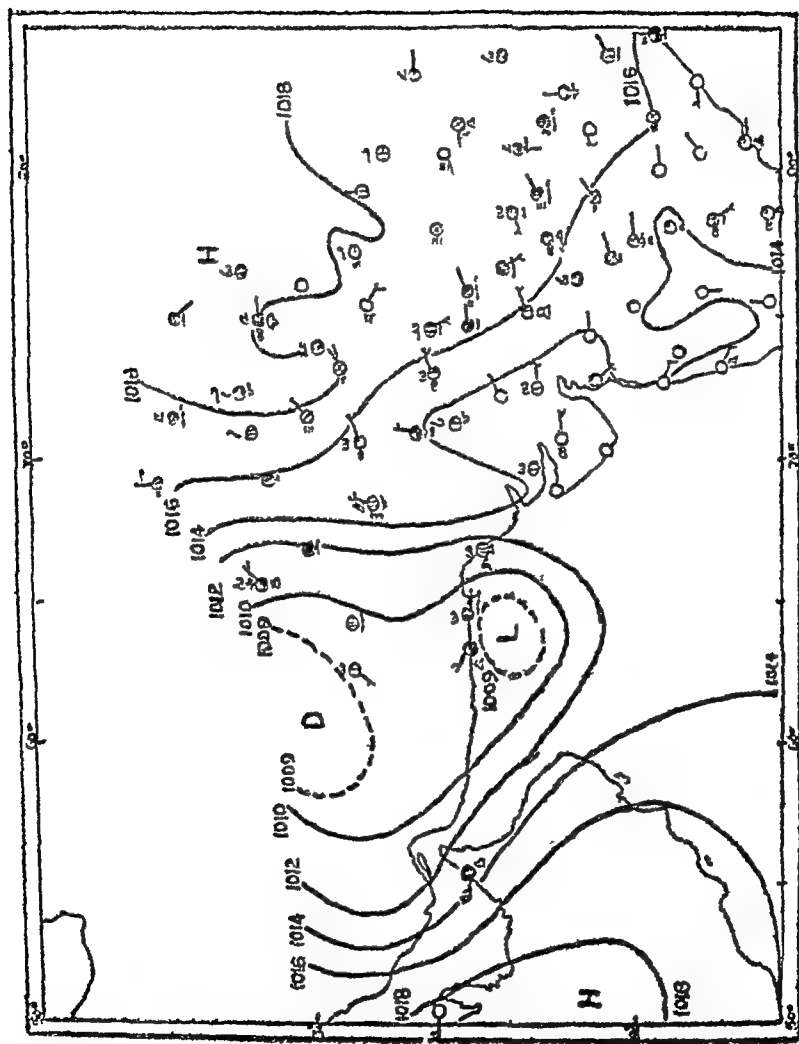
इन विक्षोभों से वर्षा या तुषार, प्रायः पहले जम्मू और कश्मीर तथा हिमाचल प्रदेश को प्राप्त होती है। तत्पश्चात् शृंखलावद्ध रूप में पंजाब, हरियाणा, पूर्वी राजस्थान तथा पश्चिमी उत्तर प्रदेश प्रभावित होते हैं। इसके बाद यदि विक्षोभ की स्थिति अपेक्षाकृत अधिक दक्षिण में है, तो मध्य प्रदेश में वर्षा आरम्भ हो जाती है अन्यथा वर्षा की पेटिका क्रमशः पूर्वी उत्तर प्रदेश, बिहार, उड़ीसा पश्चिमी बंगाल तथा आसाम पर से गुजरती जाती है। इन क्षेत्रों का कितना भाग किसी विक्षोभ से प्रभावित होता है, यह प्रायः विक्षोभ की तीव्रता तथा गति की दिशा पर निर्भर करती है। जो विक्षोभ केवल उच्चतर वायु द्रोणिका के रूप में प्रवेश करते हैं तथा उत्तर-पूर्व की ओर बढ़ते हैं, प्रायः जम्मू-कश्मीर में हल्की वर्षा या तुषार उत्पन्न करने के बाद हिमालय की शृंखलाओं में खो जाते हैं।

उदाहरण—उपयुक्त व्याख्या के स्पष्टीकरण के लिए, पश्चिमी विक्षोभ की एक वास्तविक स्थिति का अध्ययन निम्नांकित है। यह विक्षोभ भारतीय क्षेत्र से बाहर एक अवदाव के रूप में विकसित हुआ और दिसंबर 1967 के अन्तिम सप्ताह में भारतीय उपमहाद्वीप के ऊपर सक्रिय रहा।

23 दिसम्बर को 40° पूर्वी देशान्तर के आसपास रूस से दक्षिणी टर्की तक, उच्चतर पश्चिमी प्रवाह में अत्यन्त गंभीर द्रोणिका विस्तृत थी। 45° से 55° पूर्वी देशान्तर के बीच धरातलीय चार्ट पर वाताग्र विक्षोभ द्रोणिका के अग्र भाग में उपस्थित था। फलतः इस प्रणाली की पूर्वी दिशा में गति के बीच, पूर्वी ईरान पर एक अवदाव विकसित हुआ। यह अवदाव 24 घंटों तक स्थिर रहा। इससे 25 दिसम्बर के सुबह मेकान-सिघ तट के पास एक प्रेरित निम्नदाव अभ्युदित हुआ।

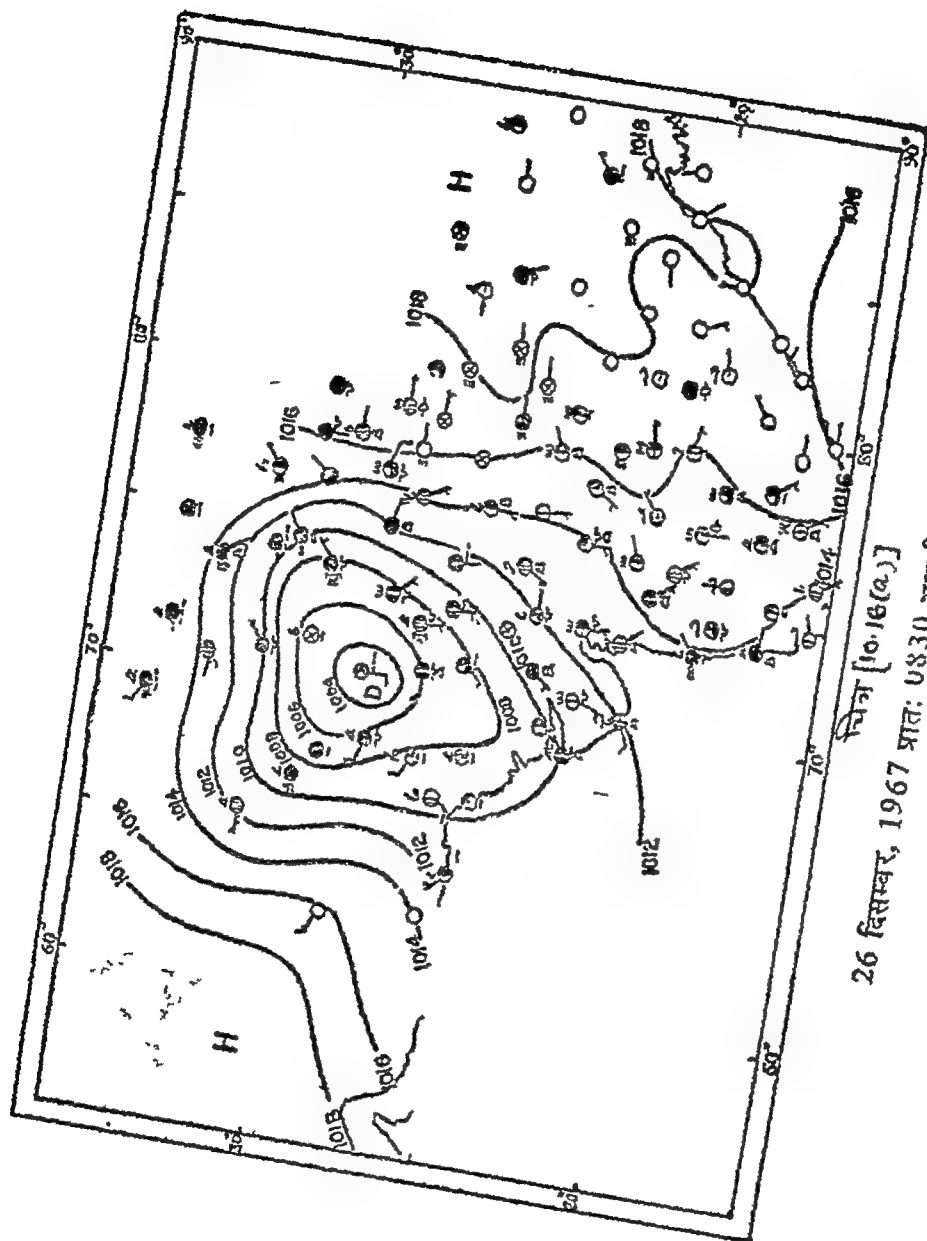


चित्र (10 14)
25 दिसम्बर, 1967



चित्र (10.15)

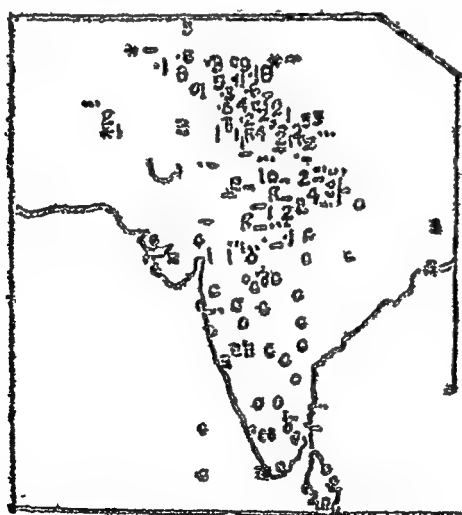
23 दिसम्बर, 1967



चित्र [०.१६(८)]
26 दिसम्बर, 1967 प्रातः ०८३० भारतीय मानक समय

यह स्थिति चित्र (10.15) में दिखाई गई है। 26 की सुबह ईरान का अवदाव पाकिस्तान तथा सम्बद्ध राजस्थान तक पहुँच गया। 03 जी० एम० टी० के घरातलीय चार्ट में इसका केन्द्र खानपुर के पास निर्धारित किया गया; चित्र (10.16a)। प्रेरित निम्नदाव अवदाव में विलीन हो गया, जिसके फलस्वरूप अवदाव की द्रोणिका गुजरात तक विस्तृत हो गई। केन्द्रीय दाव 1002 मिलीबार आकलित किया गया, जो सामान्य से 17 मिलीबार कम था। सम्बद्ध उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह तथा वायु-द्रोणिका 200 मिलीबार स्तर तक विस्तृत पाए गए।

इस स्थिति में पाकिस्तान, उत्तर-पश्चिमी भारत, गुजरात तथा कच्छ में दूर-दूर तक वर्षा उत्पन्न हुई। जिसका विवरण चित्र (10.16b) में दिया गया है। अगले 24 घंटों में वर्षा पेटिका 83° पूर्वी देशान्तर तक फैल गई। पश्चिमी हिमालय की पहाड़ियों में भारी वर्षा हुई तथा दक्षिण में मम्बई तक भी हल्की वर्षा रिकार्ड की गई। अधिकतम वर्षा वनिहाल में 18 सेमी हुई। अवदाव प्रायः स्थिर रहा और 27 दिसंबर से तेजी से क्षीण होना आरम्भ हो गया। यह विक्षोभ घरातलीय और उच्चतर वायुमण्डल में अत्यन्त प्रभावशाली रूप से विकसित था, जिससे व्यापक रूप से प्रभावित क्षेत्रों में वर्षा हुई। किन्तु इसका एक स्थान पर स्थिर होना और एकाएक क्षीण होने लगना एक असामान्य घटना थी। ऐसी विकसित प्रणालियाँ, पूर्व की ओर बढ़ती हुई प्रायः असम तक अच्छी वर्षा उत्पन्न करती हैं।



चित्र (10. 16 b)
अवदाव से सम्बद्ध वर्षा का आवंटन

पश्चिमी विक्षोभ के आगमन से पूर्व दाव का गिरना, पक्षाभ मैघों का अभ्युदय तथा रात्रि तापमान और ओसाँक में वृद्धि का संकेत स्पष्ट मिलता है। कभी-कभी एक से अधिक निम्नदाव क्षेत्र घरातलीय चार्ट पर बन जाते हैं किन्तु ऐसे निम्नदाव प्रायः क्षीण होते हैं और अपने प्रभाव क्षेत्र में बहुत थोड़ा मौसम उत्पन्न कर पाते हैं।

10.92 काल वैशाखी या नारवेस्टर (Norwester)

भारत में पूर्व मानसून काल (मार्च, अप्रैल और मई) में उत्तरी-पूर्वी भारत, मुख्यतः असम, बंगाल और मेघालय तथा बंगला देश में प्रचण्ड तड़ित ऋष्मा को घटनाएँ होती हैं, जो सामान्यतः वर्षा, स्ववाल तथा ओलो से संबंधित रहती हैं। ऋष्माएँ प्रायः दोपहर के बाद और शाम के समय आती हैं किन्तु असम में इनका आक्रमण रात्रि में भी प्रर्याप्त होता है। ये घटनाएँ काल वैशाखी या नारवेस्टर कहलाती हैं। नारवेस्टर कहलाने का कारण यह है कि अधिकांश ऋष्माएँ प्रभावित स्थान पर उत्तर-पश्चिम से पहुचती हुई पाई जाती हैं। प्रति वर्ष काल वैशाखी से उत्तर पूर्व भारत तथा बंगला देश को पर्याप्त जन-धन की हानि उठानी पडती है।

बंगाल में मार्च अप्रैल तथा मई के लिये औसत काल-वैशाखी की संख्या क्रमशः 4, 8 और 12 है। दक्षिण-पूर्व की ओर इनकी संख्या और तीव्रता दोनों बढती है।

तड़ित ऋष्मा की संरचना विशाल कपासी वर्षा से बनती है, जिसकी ऊँचाई प्रायः 14 से 20 कि० मी० तथा आधार 4 से 10 वर्ग कि० मी० पाया जाता है। यह प्रणाली पश्चिम से पूर्व की ओर गति करती है। यह गति 3 से 6 कि० मी० ऊँचाई के बीच की उच्चतर हवाओं द्वारा नियन्त्रित की जाती है। औसत गति 50 से 60 कि० मी० प्रति घण्टे की अकलित की गई है। किसी स्टेशन पर तड़ित मेघ पहुँचने से पूर्व उसके द्वारा जनित स्ववाल स्टेशन को प्रभावित करते हैं। स्ववाल पहुचने की गति प्रायः 120 से 150 कि० मी० प्रति घंटा तथा कभी-कभी 200 कि० मी० प्रति घण्टा पाई गई है। एक नारवेस्टर की स्थानीय प्रभावकारी अवधि 2 से 3 घंटे के बीच होती है। आसाम और बंगला देश में यह अवधि चार-पाच घण्टे की पाई जाती है।

कपासी वर्षा मेघ के बीच विशालकाय मेघ राशियाँ रोल करती हुई उर्ध्वाधर दिशा में विकसित होती हैं। विकासभीग अवस्था में ही तड़ित ऋष्मा तथा मूसलाधार वर्षा और कभी-कभी ओले भी उत्पन्न होते हैं। मानसून के अभ्युदय (जून) के बाद हिमाकस्तर बहुत ऊँचा उठ जाता है जिससे ओलो का बनना बहुत कम हो जाता है। मानसून अच्छी तरह स्थापित हो जाने के बाद काल वैशाखी की घटनाएँ शनैः शनैः समाप्त हो जाती हैं।

अधिकांश काल वैशाखिया छोटा नागपुर पठार में विकसित होती हैं। मध्य भारत पर स्थित निम्नदाब की द्रोणिका यहाँ सक्रिय रहती है, जिसके दक्षिणी प्रवाह में बंगाल की खाडी से आर्द्रता अभिवहित होकर बंगाल के वायुमण्डल में भरती जाती है। जब कभी एक उच्चदाब कोणिका उत्तरी बंगाल की खाडी तथा तटवर्ती प्रदेशों पर विस्तृत होती है, तो आर्द्रता अभिवहित करने वाला प्रवाह और अधिक सक्रिय हो उठता है। यह आर्द्रता 2 कि० मी० से निचले वायुमण्डल में भरती जाती है क्योंकि इस स्तर से ऊपर स्थित निम्न क्षोभमण्डलीय व्युत्क्रमण तह, इसे और ऊपर उठने से रोकती है। कभी-कभी गंगा के मैदान से गुजरने वाले

पश्चिमी विक्षोभ भी आर्द्रता का अन्तर्वाह (Inflow) त्वरित करने में महायक होते हैं। छोटा नागपुर पठार में पर्वतीय परिस्थितियाँ ट्रिगर क्रिया द्वारा आर्द्र हवाओं को अतिरिक्त आरोही गति प्रदान करती हैं, जो व्युत्क्रमण तह को तोड़कर तेजी में विकसित होती है और कपासी वर्षा में घेघ उत्पन्न कर देती है।

भूभाओ के विकास के लिये, निम्न क्षोभ मण्डलीय व्युत्क्रमण का दूटना आवश्यक है। पर्वतीय करणों के अलावा इसके लिये अन्य अनुकूल क्रियाविधियाँ निम्नांकित हैं—

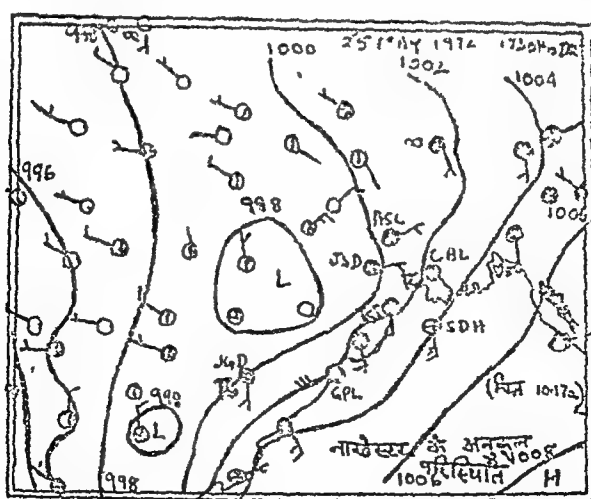
(1) किसी पश्चिमी विक्षोभ का आगमन—इस स्थिति में कपासी वर्षा में घेघ किसी भी समय जनित हो सकते हैं।

(2) सौर-उष्मन—चू कि सौर-उष्मन दोपहर बाद अधिकतम होता है, अतः इस क्रिया विधि द्वारा दोपहर या शाम को ही भूभा उत्पन्न होती है।

(3) अवरोही वायु प्रवाह—आसाम तथा सलग्न पूर्वी भागों में ट्रिगर क्रिया विधि उन अवरोही हवाओं द्वारा प्रदान की जाती है जो उत्तर तथा उत्तर-पूर्व में स्थित पहाड़ियों पर रात्रि तथा प्रभात के लिये बहती हैं। ये हवाएँ आर्द्रता को व्युत्क्रमण तोड़ने के लिए यथेष्ट उत्थापन प्रदान करने की क्षमता रखती हैं।

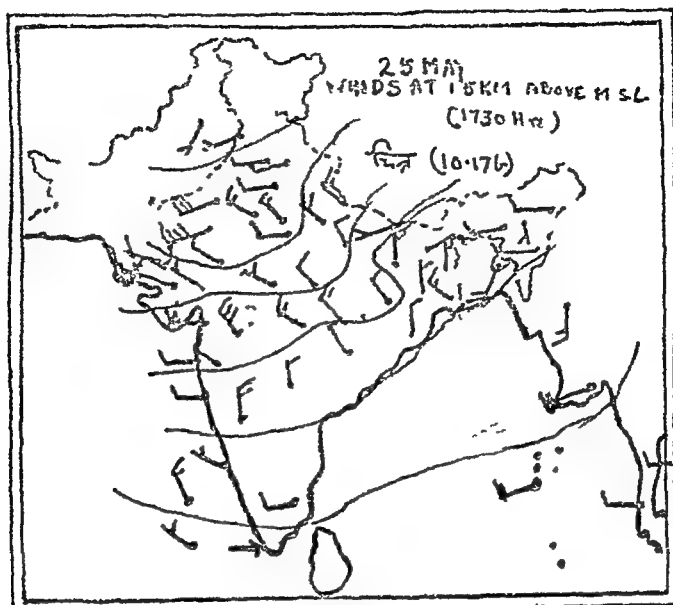
(4) कभी-कभी, बिना किसी वाहरी यांत्रिकत्व के आर्द्रता अभिवहन की अधिकता के कारण उत्पन्न यथेष्ट दबाव, व्युत्क्रमण तह को तोड़ने में सफल हो जाता है।

उदाहरण—25 मई 1972 के दिन विकसित हुए एक ग्राह्यिक (Typical) काल वैशाखी में सम्बन्धित समकालीन स्थितियाँ चित्र (10 17 a) में दिखाई गई हैं।



भारतीय चार्ट
चित्र (10 17a)

उत्तरी-पूर्वी मध्य प्रदेश पर स्थित निरनदाव तथा उसके पूर्वी भागों में द्रोणिका से संचालित प्रवाह में आर्द्रता का तीव्र अभिवहन स्पष्ट है। इस दिन पश्चिमी बंगाल के



मैदानी भागों में व्यापक रूप से तड़ित भँभा की घटनाएँ हुईं जो बाद में बंगला देश तथा अन्य पूर्वी प्रदेशों में अग्रसर होती गई।

10.93 शीत तरंग (Cold Wave)

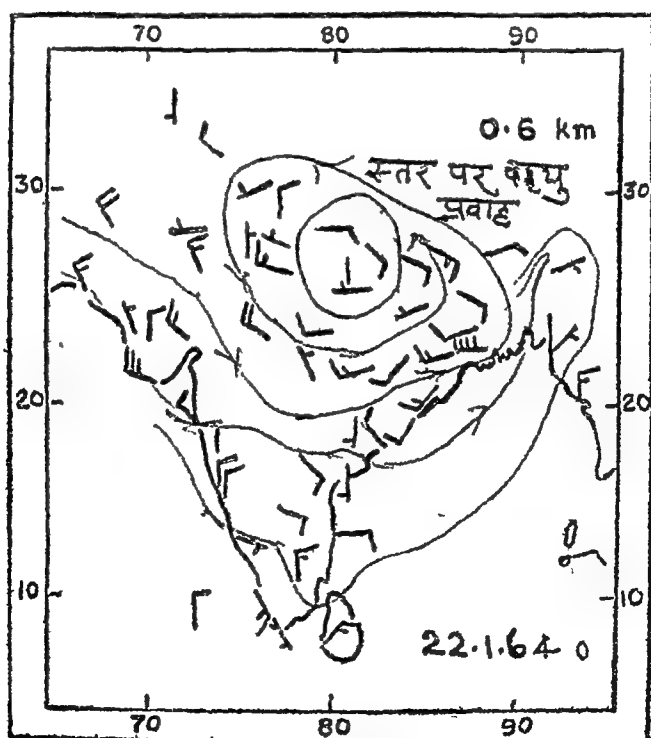
सर्दी के महीनों में पश्चिमी विक्षोभों के ठीक पीछे अर्थात् शीत वातावरण के पृष्ठ भाग में बहती अत्यन्त शीतल हवाएँ उत्तरी भारत पर शीत तरंग के रूप में प्रवाहित होती हैं। मौसम वैज्ञानिक धारणा के अनुसार “शीत तरंग” शब्द तब प्रयुक्त होता है, जब सदियों में निम्नतम तापमान, सामान्य से कम से कम 6°C नीचे आ जाए। विचलन 8°C या अधिक होने पर शीत तरंग प्रखर (severe) कहलाती है। शीत तरंग उत्पन्न होने का एक अनिवार्य प्रतिबन्ध यह है कि पश्चिमी विक्षोभ के पृष्ठ भाग में कोई अन्य विक्षोभ उपस्थित न हो, क्योंकि इस स्थिति में पृष्ठ भाग के विक्षोभ के ऊपर सेक्टर में बहती गर्म हवाएँ तापमान ह्रास को बहुत कम कर देती हैं। जम्मू-कश्मीर तथा पश्चिमी हिमालय की पहाड़ियों में होने वाले व्यापक तुषारपात भी उत्तरी रेखाणिक (मिरिडियनल) प्रवाह के अन्तर्गत शीत तरंगों के जनित कर देती हैं।

22 जनवरी से 29 जनवरी 1964 के मध्य समूचा उत्तरी भारत, विशेषतः उत्तरी-पश्चिमी भाग शीत तरंगों तथा प्रखर शीत तरंगों से प्रभावित रहा। क्षेत्रों के अनुसार इनका दैनिक विवरण निम्नांकित सारणी में दिया गया है।—

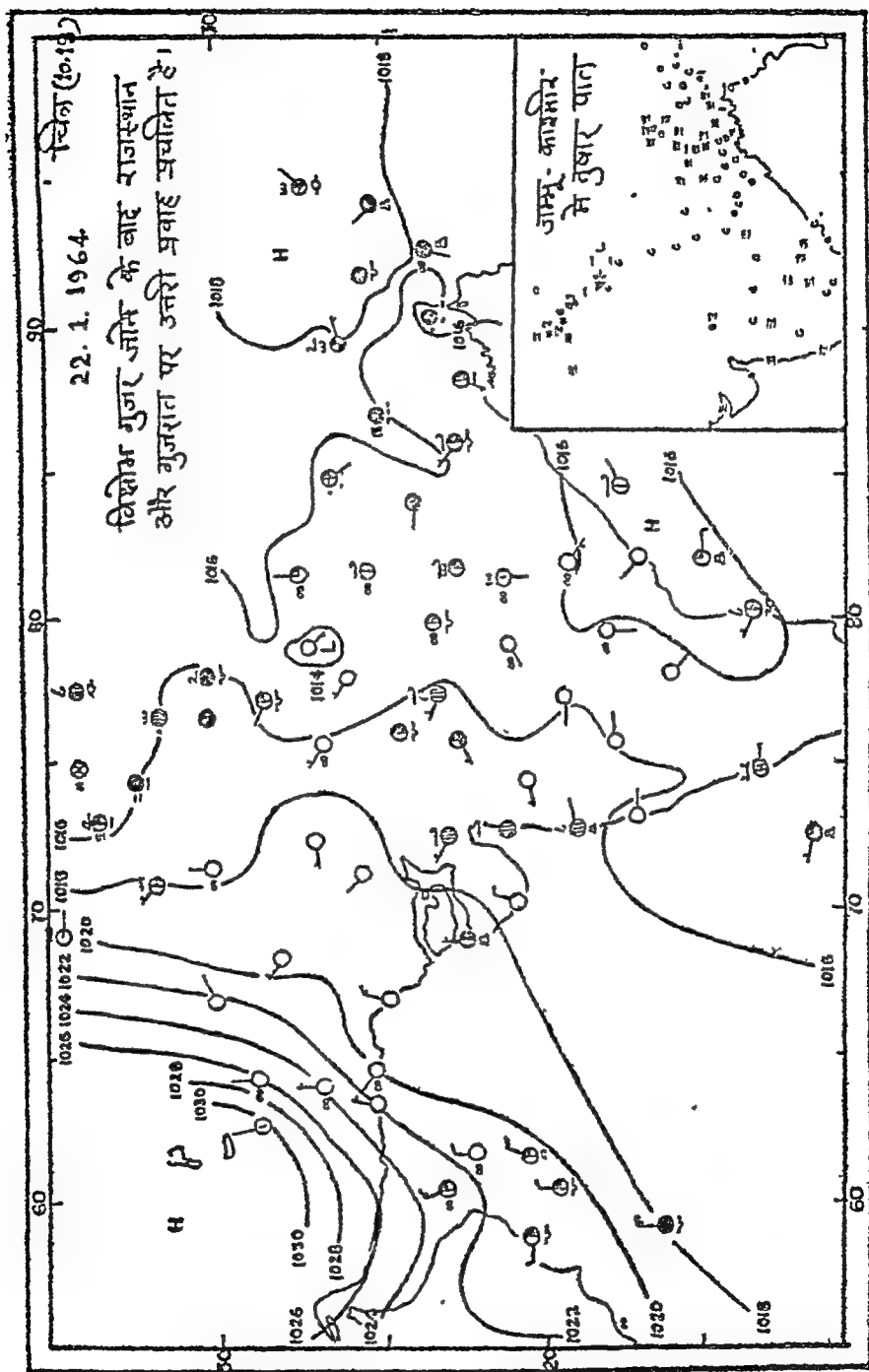
दिनांक (जनवरी) 64 क्षेत्र	22	23	24	25	26	27	28	29
पश्चिमी राजस्थान	सा	प्र	सा	सा	मा/प्र	—	—	—
पूर्वी राजस्थान	—	सा	सा	—	सा/प्र	मा	सा	सा
गुजरात और सौराष्ट्र	—	सा/प्र	प्र	सा/प्र	सा/प्र	—	—	—
पंजाब और हरियाणा	—	सा	सा	सा	सा	सा/प्र	सा	सा
पश्चिमी मध्य प्रदेश	—	—	—	—	सा	सा/प्र	सा	सा
उत्तर प्रदेश	—	—	—	—	सा	सा	—	—
बिहार और बंगाल	—	—	—	—	—	सा	—	—

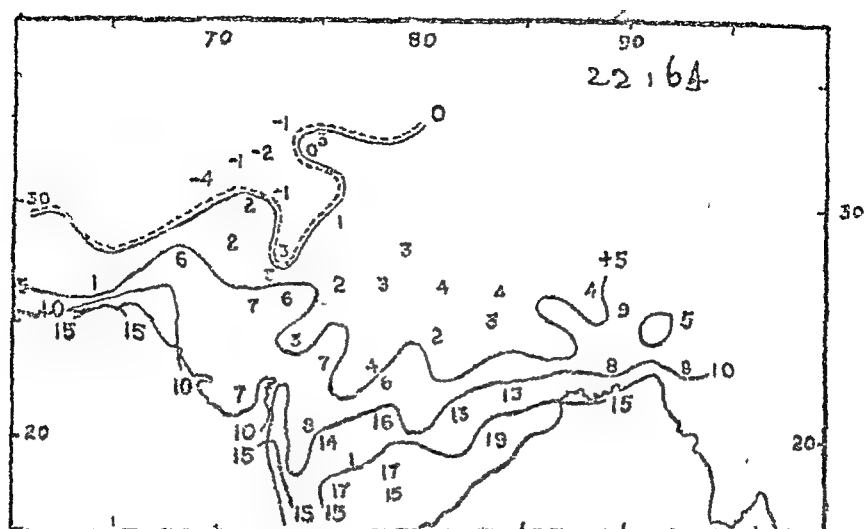
सा = साधारण शीत तरंग तथा प्र = प्रखर शीत तरंग

21 जनवरी को पंजाब पर एक पश्चिमी विक्षोभ स्थिर था, जिसके प्रभाव में राजस्थान पर एक प्रेरित निम्नदाब क्षेत्र भी उत्पन्न हो गया था। 22 तारीख तक विक्षोभ पश्चिमी हिमालय तथा प्रेरित निम्न दाब दक्षिणी-पश्चिमी उत्तर प्रदेश की ओर बढ़ गया। फलस्वरूप पश्चिमी हिमालय की पहाड़ियों में व्यापक तुषारपात और वर्षा हुई। दाब प्रणालियों के हट जाने से राजस्थान और गुजरात पर उत्तरी-पश्चिमी प्रवाह स्थापित हो गया। चित्र (10.18) इस प्रवाह के अधीन सम्पूर्ण राजस्थान पर शीत तरंगे छा गईं, जिनका फैलाव शीघ्र ही गुजरात और महाराष्ट्र तक बढ़ना गया।

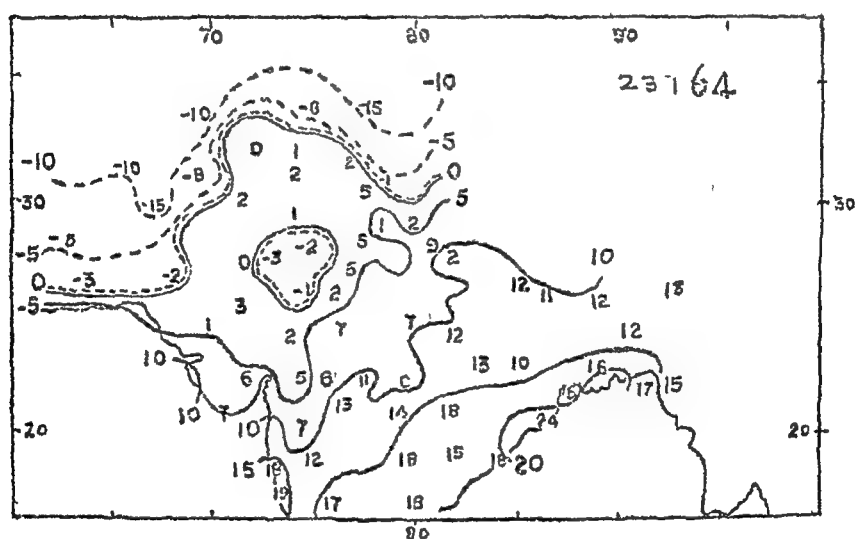


चित्र (10.19)



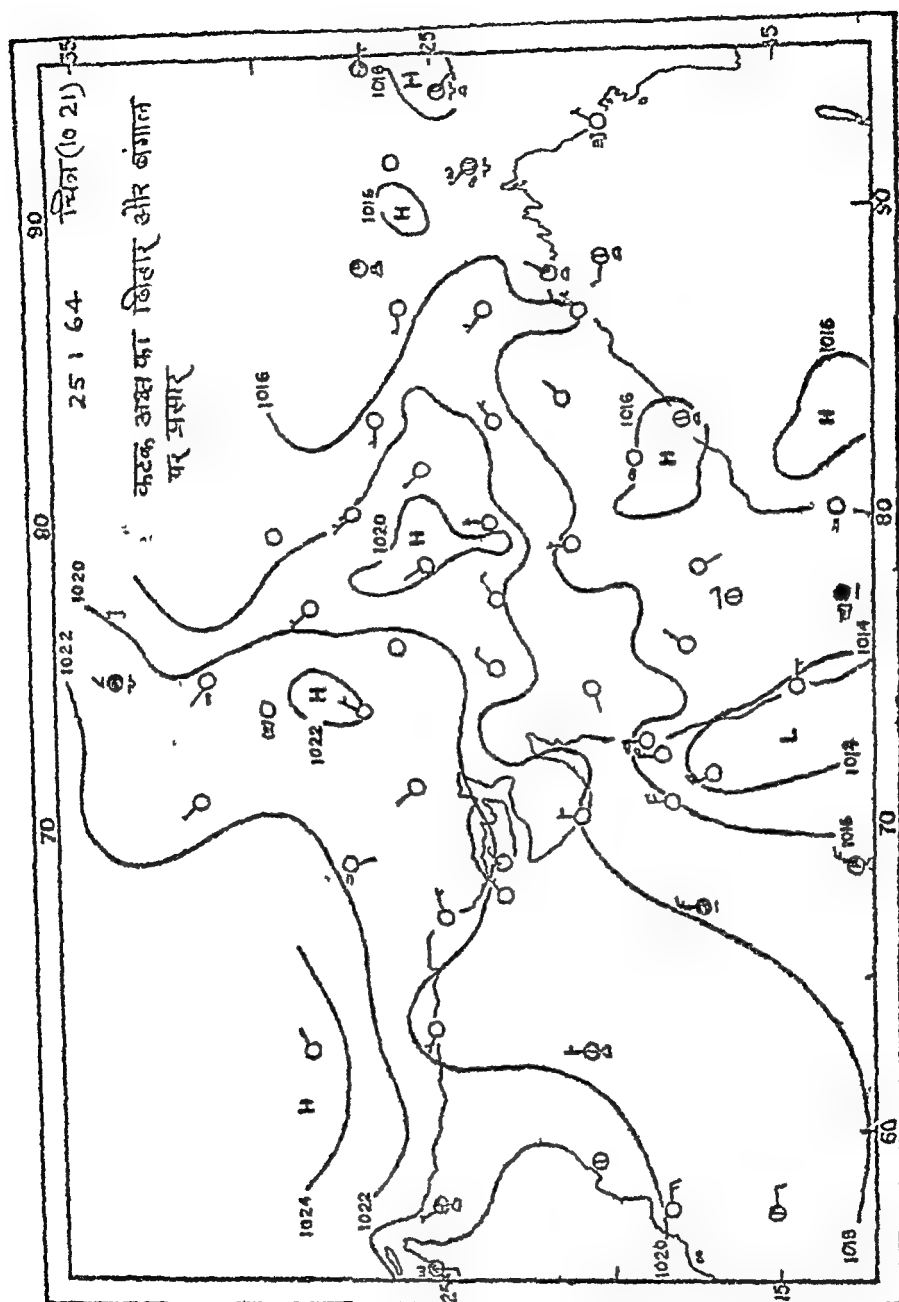


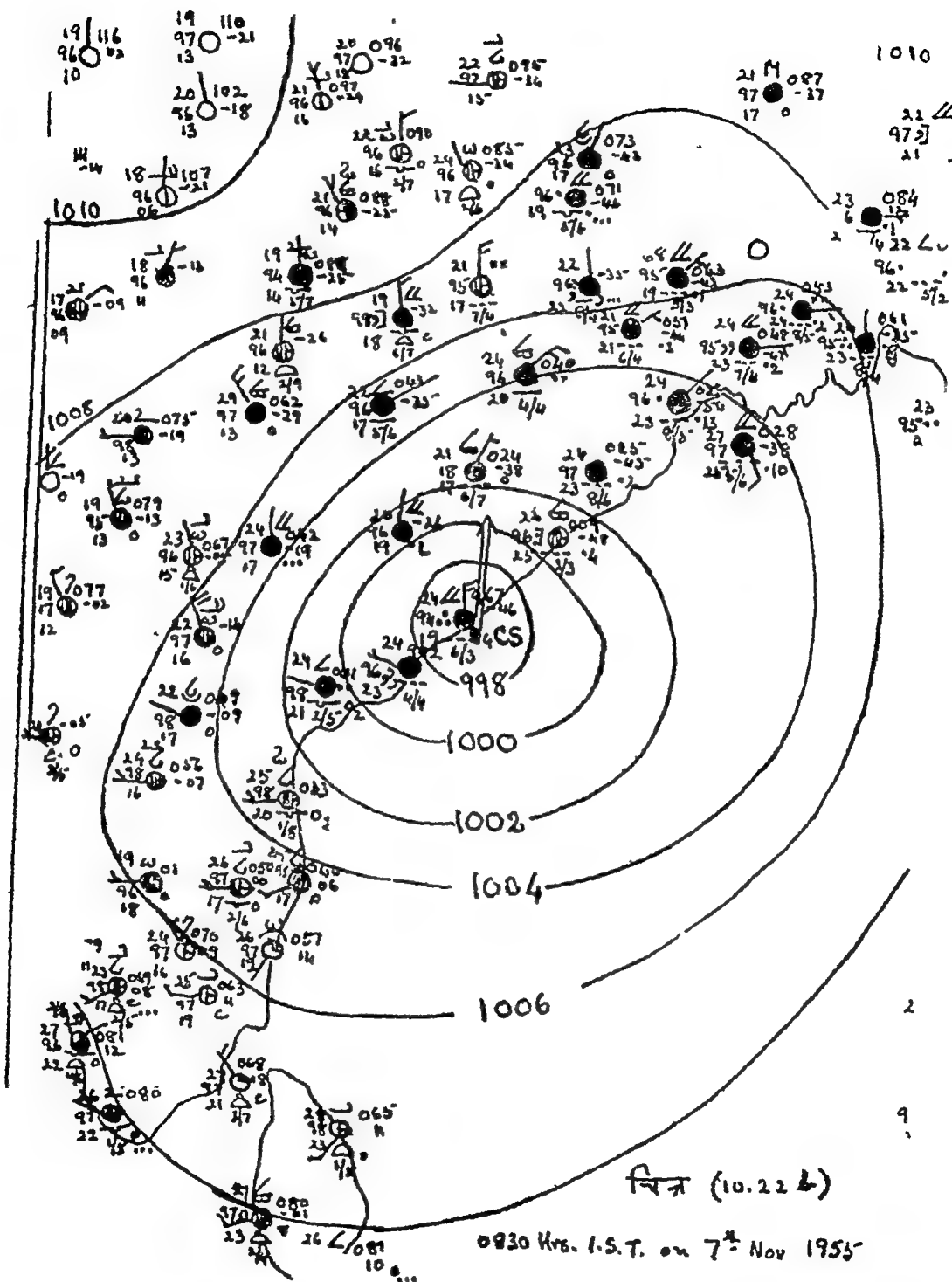
न्यूनतम तापमान का आर्जंटन चित्र (10-20)

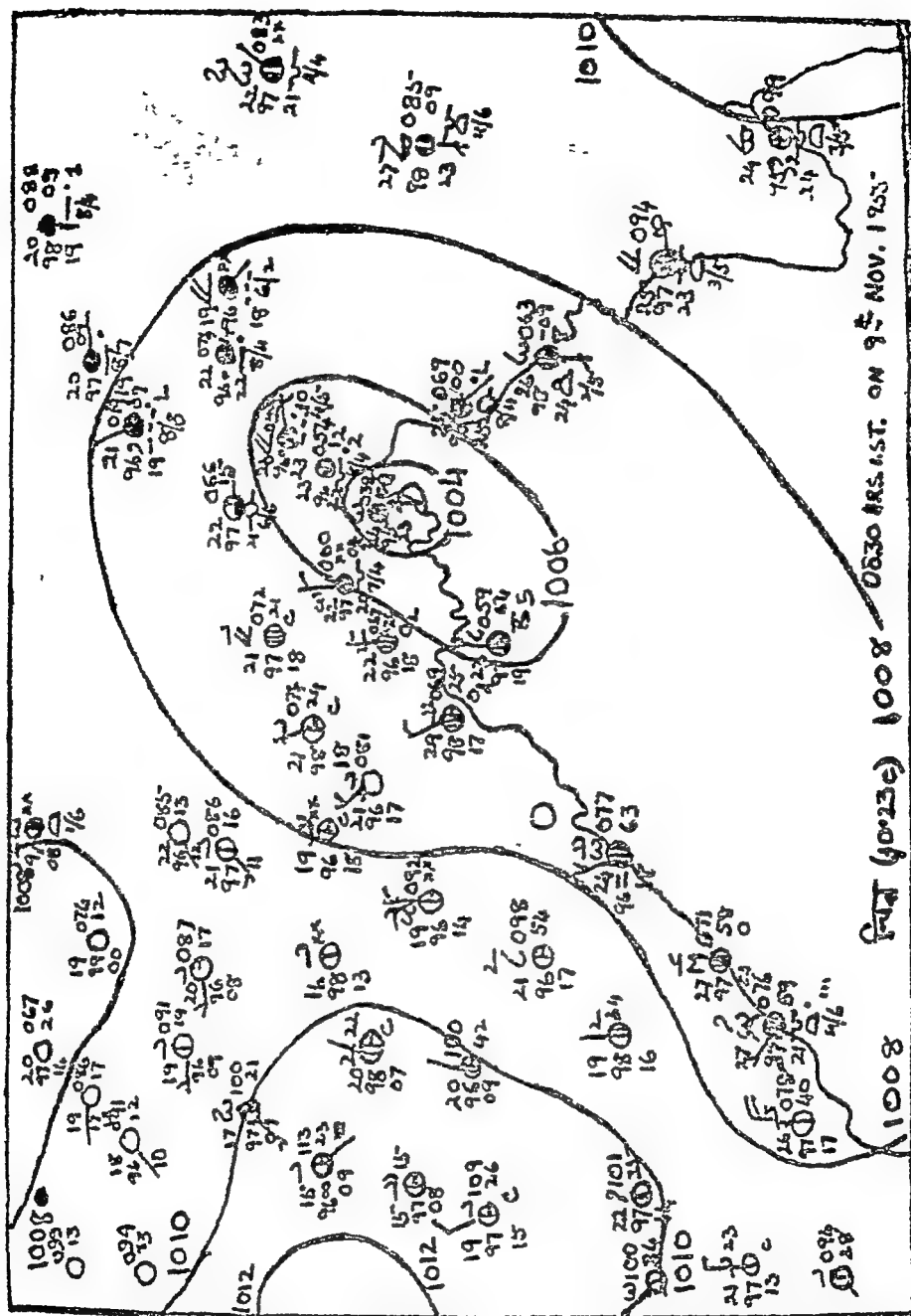


पश्चिमी उत्तर प्रदेश पर स्थिति, कटक जिले के प्रभाव में शीत तरंगे वह रही थी, 25 जनवरी तक बिहार और पश्चिमी बंगाल तक स्थापित हो गया। चित्र (10-21)। इसमें ठंडी हवाओं का अभिवहन उत्तर प्रदेश तथा और पूर्वी भागों तक बढ़ता गया। इन क्षेत्रों पर अगले तीन दिनों तक तापमान का गिरना जारी रहा।

चूंकि कोई अन्य प्रभावशील दाब प्रणाली अनुपस्थित थी, अतः रेखांशिक प्रवाह कई दिनों तक यथावत् रहा। फलस्वरूप तापमान की पुनः वृद्धि बहुत धीमी गति से हो पाई। 27 जनवरी के बाद ही शीत तरंगों का प्रभाव उत्तरी पश्चिमी भारत और गुजरात से क्षीण होना आरंभ हो सका।



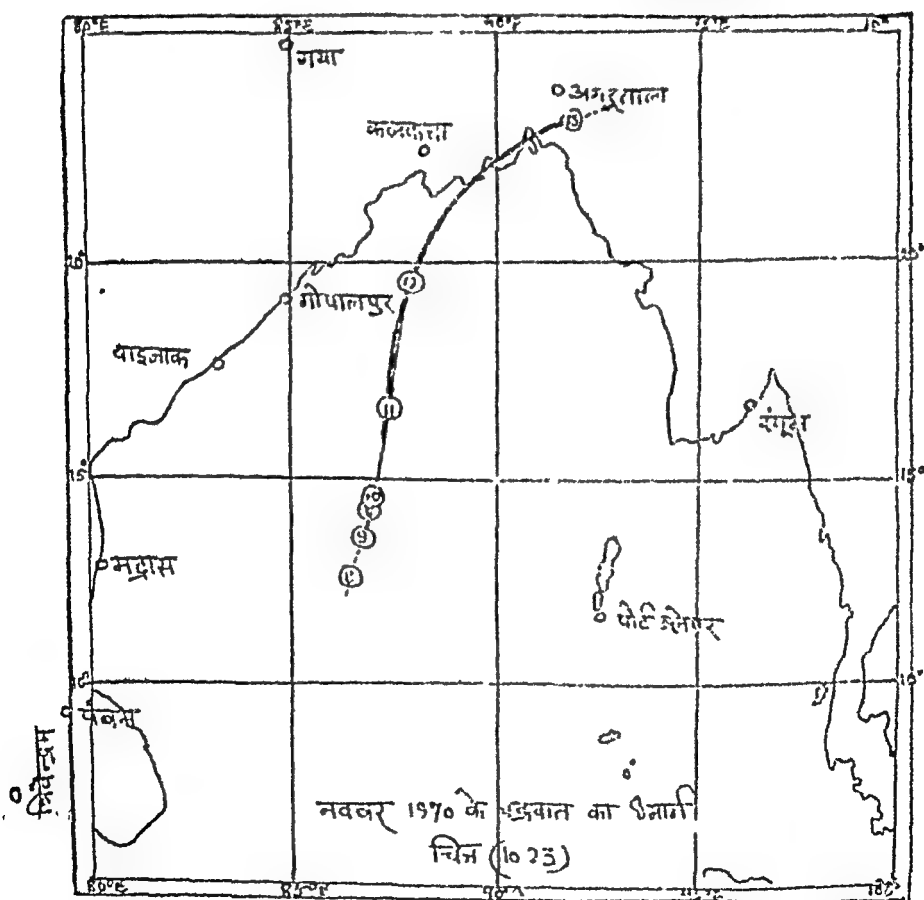




10.94 उत्तर मानसून काल का चक्रवाती तूफान

3 नवम्बर 1955 को दक्षिणी-पश्चिमी खाड़ी में एक निम्नदाब क्षेत्र विकसित हुआ, जो पश्चिम की ओर अपनी गति के दौरान 5 नवम्बर की सुबह अवदाव और उसके तुरन्त बाद तीव्रता से चक्रवात में संवर्धित हो गया। तत्पश्चात् उत्तरी दिशा की ओर गति करता हुआ 7 नवम्बर की सुबह चक्रवात विष्णुगोपट्टनम् के तट में टकरा गया और फिर उत्तर पूर्व की ओर मुड़ कर तटीय रेखा के समान्तर चलता हुआ, 1 नवम्बर को बंगलादेश के दक्षिणी भागों पर केन्द्रित हुआ। इस मार्ग परिवर्तन का कारण, उच्चतर वायुमण्डल में बहती पश्चिमी प्रवाह का अपस्रण प्रभाव निर्धारित किया गया। चक्रवात की कुछ मुख्य स्थितियाँ चित्र (10.22 a, b, c) में दिए गए समकालीन धरातलीय चार्टों में प्रदर्शित की गई हैं।

चित्र (10.23) में उस प्रचण्ड चक्रवात का मार्ग प्रदर्शित किया गया है जो



नवम्बर 1970 में बंगलादेश (तत्कालीन पूर्वी पाकिस्तान) में अभूतपूर्व विनाश का कारण बना था। सरकारी अनुमानों के अनुसार, 2 लाख नागरिकों के प्राण गए। इस चक्रवात का आरम्भ 5 नवम्बर 1970 को दक्षिणी खाड़ी में एक निम्न दाब के रूप में हुआ, जो 7 नवम्बर को मद्रास से 800 किमी दक्षिण-पूर्व में एक अवदाव के

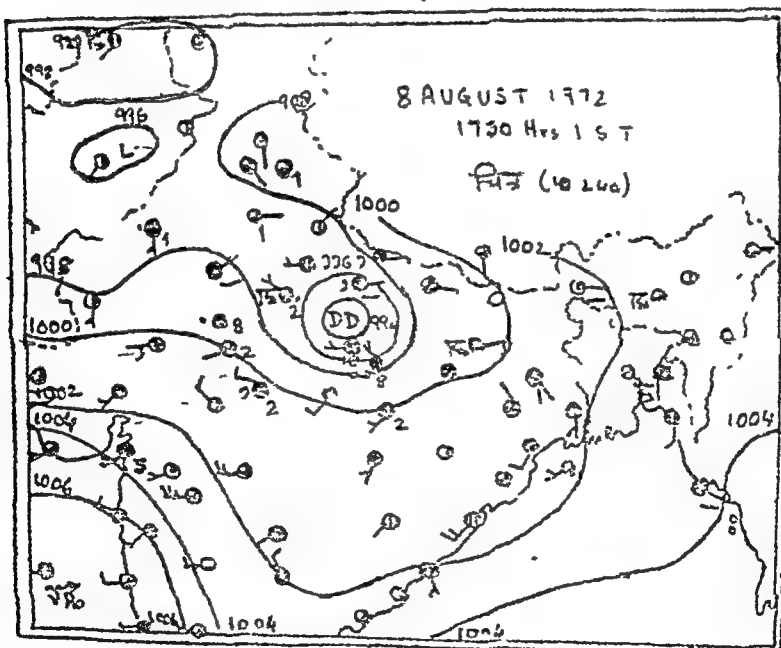
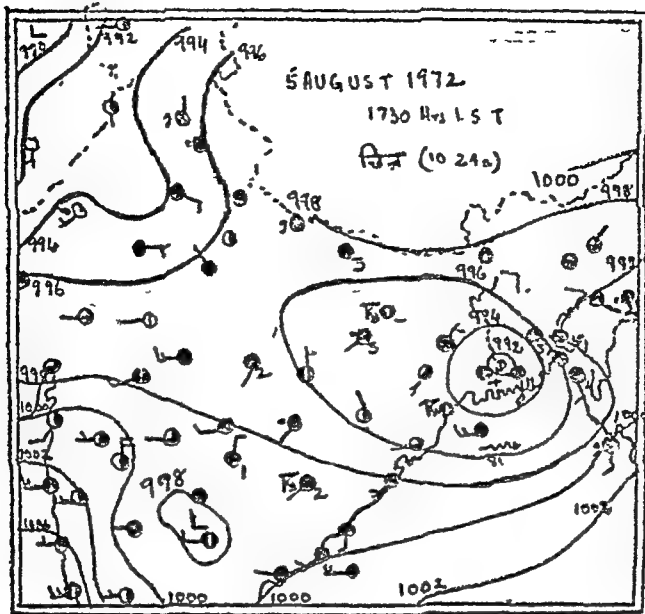
रूप में केन्द्रित था । 10 नवम्बर को यह प्रचण्ड चक्रवात बन कर उत्तर-पूर्व की ओर मुड़ गया । 12 नवम्बर को चक्रवात कलकत्ता से ठीक 300 कि.मी दक्षिण में स्थित था । तत्पश्चात् चक्रवात उत्तर-पूर्व के मार्ग पर बढ़ता हुआ, उसी रात्रि में चिटगांग तट से टकराया । तट पार करने के बाद चक्रवात बहुत तेजी से क्षीण होता गया तथा अगले 24 घंटों में ही गौण हो गया । बंगला देश के 15 छोटे-छोटे द्वीपों की आबादी टाइडल प्रवाह में पूर्णतया बह गई ।

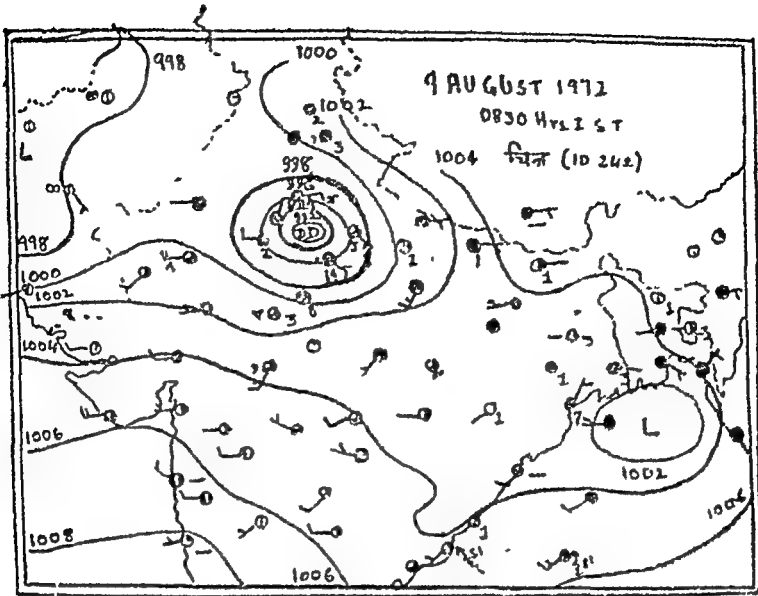
10 95 मानसून अवदाव

31 जुलाई 1972 की शाम को समकालीन घरातलीय चार्ट पर उत्तरी-पश्चिमी खाड़ी में एक निम्न दाब की द्राणिका उत्पन्न हुई । इसी समय, पूर्वी बर्मा पर एक निम्न दाब क्षेत्र पश्चिम की ओर अग्रसर हो रहा था । इसके प्रभाव में 4 अगस्त की सुबह द्राणिका एक सुस्पष्ट निम्नदाब में सर्वाधिक हो गई । यह निम्नदाब प्रायः उत्तर की ओर अग्रसर हुआ तथा भूमि पर आ जाने के बाद 5 अगस्त की शाम को अवदाव बन गया । यह उत्तर-पश्चिम की ओर बढ़ता और सर्वाधिक होता रहा । 8 अगस्त के सायंकालीन घरातलीय चार्ट पर यह गंभीर अवदाव के रूप में दक्षिणी उत्तर प्रदेश तथा 9 अगस्त के प्रातः काल पूर्वी राजस्थान की पूर्वी सीमा पर केन्द्रित था । यहाँ से यह उत्तर की ओर मुड़ा और बहुत धीमी गति से बढ़ता हुआ क्षीण होता गया तथा 13 अगस्त की शाम को मौसमी निम्न दाब में विलीन होकर समाप्त हो गया ।

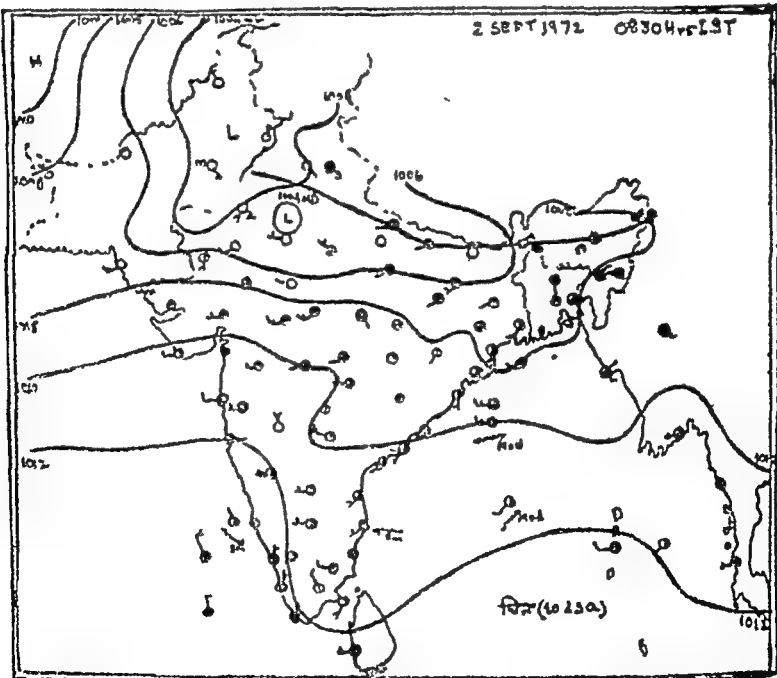
इस अवदाव से उत्तरी भारत तथा राजस्थान में व्यापक रूप से भारी वर्षा हुई और दक्षिणी-पश्चिमी मानसून, जो पर्याप्त समय से अवरुद्ध था, पुनः त्वरित हो उठा ।

इस अवदाव प्रणाली से प्रायः 7 कि.मी. ऊँचाई तक उच्चतर चक्रवाती प्रवाह सम्बन्ध था । विभिन्न स्थितियों के मौसम मानचित्र चित्र (10.24 a,b,c,d,e) में दिए गए हैं ।

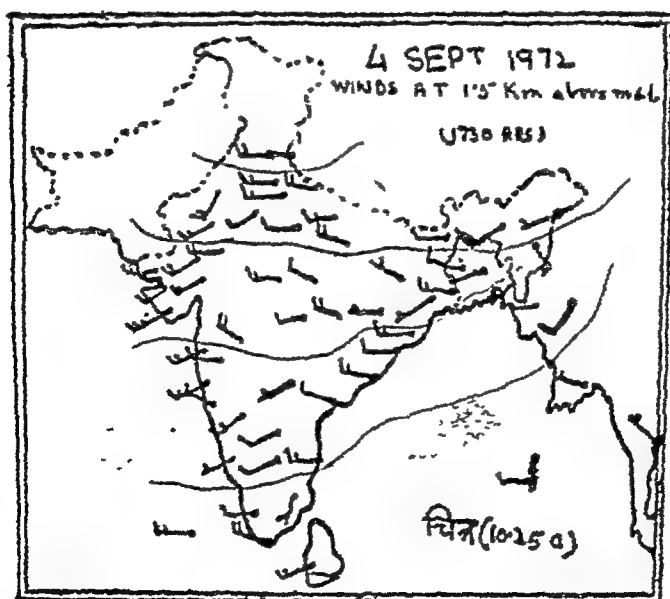
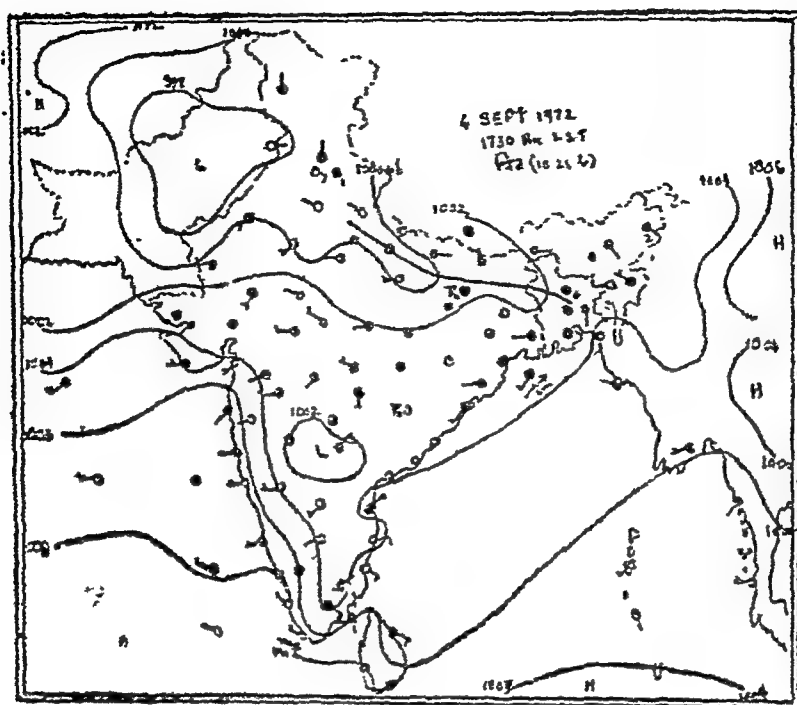




10 96 रुद्ध मानसून परिस्थितियों का एक उदाहरण—(चित्र 10 25) में दिए गए सम कालीन मानचित्रों में ये परिस्थितियाँ स्पष्ट की गई हैं। 1972 सूखे का वर्ष था, जिसमें मानसून पूरे उत्तर भारत से सितम्बर के प्रारम्भ में ही हट गया।



2 सितम्बर के भारतीय मानचित्र में मौसमी द्रोणिका का अक्ष श्रीगंगानगर, सड़ की और डिगबोई से गुजर रहा है। स्पष्टतः यह अक्ष हिमालय की शृंखलाओं के



समान्तर स्थित है। 4 सितम्बर के मानचित्र में यह अक्ष नीचे की ओर झुक गया है। यह झुकाव मानसून की अनुकूलता का परिचायक है किन्तु इसी दिन के 850 मिली-बार का वायुप्रवाह, जिसमें द्रोणिका अत्यधिक क्षीण है, मानसून विकास के लिए बहुत प्रतिकूल परिस्थिति है। इन दिनों उत्तरी भारत पर कुछ पक्षाभ मेघों के अलावा कोई मौसम नहीं रिकार्ड किया गया।

जलवायु के तत्व

(Elements of Climate)

11 10 मौसम और जलवायु के तत्व

एक स्थान पर किसी समय की वायुमण्डलीय अवस्था अर्थात् मौसम की व्याख्या अनेक तत्वों के संयुक्त प्रभावों द्वारा की जाती है। कुछ प्रारम्भिक तत्व ये हैं—(1) वायुदाब (2) तापमान (3) आर्द्रता तथा वर्षा और (4) सौर-प्रकाश की अवधि। ये मौसम और जलवायु के तत्व कहलाते हैं। इनका तत्कालिक संयुक्त प्रभाव मौसम कहलाता है, जबकि किसी स्थान की जलवायु वहाँ के दिन प्रतिदिन की मौसम दशाओं का संयुक्त (Composite) रूप है, जो एक लम्बी अवधि के जलवायु तत्वों के औसतीकरण से निश्चित किया जाता है।

मौसम और जलवायु के तत्वों का स्थान के साथ परिवर्तन, मुख्य रूप से भौगोलिक और वायुमण्डल के भौतिक कारणों पर निर्भर करता है। ये कारण ही इन तत्वों को नियन्त्रित करते हैं, अतः जलवायु के नियन्त्रक कहलाते हैं। जलवायु के प्रमुख नियन्त्रक निम्नांकित हैं—

- (1) सूर्य या अक्षांश
- (2) तुल्यता (Altitude)
- (3) स्थायित्व निम्न और उच्चदाब पेटियाँ (Semi permanent low and high pressure belts)
- (4) हवाएँ
- (5) वायुराशिया
- (6) जल और थल का आवरण
- (7) पर्वत शृङ्खलाएँ
- (8) महासागरीय धाराएँ
- (9) अवदाब और तूफान (Depressions and storms)

11 11 किसी स्थान का अक्षांश, उसकी ऊँचाई तथा स्थानीय प्रभाव मिल कर, उस स्थान को प्राप्त होने वाली सौर उष्मा व प्रकाश की तीव्रता तथा अवधि निर्धारित करते हैं। प्राप्त उष्मा की मात्रा पर मेघाच्छन्नता तथा वायुराशियों द्वारा अभिवहन का भी प्रभाव पड़ता है। किन्तु मेघाच्छन्नता तथा वायु प्रवाह की अनिश्चितता के कारण इनके प्रभावों को नियमबद्ध नहीं किया जा सकता।

एक क्षण के लिए यदि वायुमण्डल को अनुपस्थित मान लिया जाय, तो पृथ्वी-तल के किसी भाग द्वारा प्राप्त की गई सौर ऊर्जा निम्नांकित दो बातों पर निर्भर करती है :—

(1) सौर विकिरण की तीव्रता या वह कोण जिस पर सौर विकिरण पृथ्वी की सतह पर पहुँचता है और (2) सौर विकिरण की अवधि अथवा दिन की लम्बाई। ये दोनों बातें स्थान विशेष के अक्षांश पर निर्भर करती हैं। सौर विकिरण की तीव्रता अधिकतम उस अक्षांश पर होती है, जिस पर सूर्य की किरणें लम्बवत् पड़ती हैं। इसके दो कारण हैं। एक तो, किरणों का पुञ्ज कम बिखरने के कारण न्यूनतम क्षेत्र पर पड़ता है, तथा दूसरे, लम्बवत् किरणें सबसे छोटे मार्ग पर चलने के कारण, वायुमण्डल की सबसे कम मोटी तह पार कर सतह तक पहुँच जाती है, जिससे उनका अवशोषण, प्रकीर्णन तथा परावर्तन निम्नतम होता है। सर्दियों में जब सूर्य दूसरे गोलार्द्ध में होता है, तो उसकी किरणें बहुत तिर्यक पड़ती हैं। यही कारण है कि सर्दियों में सौर उष्मा की तीव्रता बहुत कम पाई जाती है।

दिन की अवधि, गर्मियों में अक्षांश के साथ बढ़ती और सर्दियों में घटती जाती है। अतः गर्मियों में उच्च अक्षांशों में निम्न उन्नतांश के कारण, विकिरण-प्राप्ति की कमी की पूर्ति, दिन की अपेक्षाकृत लम्बी अवधि, आंशिक रूप से करती है। कुछ उच्च अक्षांश के क्षेत्रों, जैसे कनाडा में, कमजोर सौर प्रकाश के लम्बे दिनों के कारण, उन स्थानों की अपेक्षा बढ़िया फसल होती है, जहाँ तीव्र सौर किरणों से युक्त छोटे दिन होते हैं।

11 12 विषुवत् रेखा पर आपाती सौर विकिरण का मान, वर्ष भर में बहुत थोड़ा परिवर्तित होता है, क्योंकि यहाँ दिन की अवधि प्रायः 12 घण्टे की होती है तथा सूर्य उर्ध्वधर से कभी भी बहुत अधिक विचलित नहीं होता है। अधिकतम विचलन $23\frac{1}{2}^{\circ}$ का, अयनान्त दिवस (22 जून और 22 दिसम्बर) को पाया जाता है। विषुवों (equinoxes) पर जब सूर्य विषुवत् रेखा पर लम्बवत् पड़ता है, सौर विकिरण का हल्का सा उच्चतम पाया जाता है। अयनान्तों के दिन विषुवत् रेखा पर विकिरण निम्नतम होता है।

उष्ण कटिबन्धों में भी सौर विकिरण की उच्च मात्रा पाई जाती है, जिसका मौसमी चलन बहुत कम होता है। इस क्षेत्र के प्रत्येक स्थान पर सूर्य दो बार लम्बवत् गुजरता है। इसके कारण विकिरण का वक्र वर्ष में दो उच्चतम और दो निम्नतम प्रदर्शित करता है। उष्ण कटिबन्धों के उच्च तापमान का कारण सौर विकिरण की अधिक मात्रा ही है।

शीतोष्ण कटिबन्धों में विकिरण वक्र एक उच्चतम-ग्रीष्म अयनान्त के दिन और एक निम्नतम-शीत अयनान्त के दिन, प्रस्तुत करता है। वास्तव में एक उच्चतम और एक निम्नतम विकिरण की मात्रा में अत्यधिक मौसमी चलन पाया जाता है, जो इन भागों के तापमान की प्रमुख विशेषता है।

शीतोष्ण कटिबन्ध की भांति ध्रुवीय अक्षांशों में विकिरण वक्र वर्ष में एक उच्चतम (ग्रीष्म अयनान्त के दिन) और एक निम्नतम (शीत अयनान्त के दिन) प्रदर्शित

करता है। किन्तु इन अक्षांशों में वर्ष के कुछ समय में सूर्य-प्रकाश विलकुल अनुपस्थित हो जाता है। इस काल में आपतित सौर विकिरण की मात्रा शून्य रहती है। शून्य विकिरण की अवधि अक्षांशों के साथ बढ़ती जाती है, जो ध्रुवों पर अधिकतम (6 महीने की) होती है। ध्रुवों की ओर दिन की अवधि बढ़ती जाती है, जो ग्रीष्म ऋतु में कम उन्नतांश के प्रभाव को पराजित कर देती है। परिणामस्वरूप ग्रीष्म अयनान्त के दिन (21 जून) सौर विकिरण की मात्रा अक्षांशों के साथ बढ़ती जाती है और लगभग 44 अंश उत्तरी अक्षांश पर उच्चतम होती है। इसमें परे 62° उत्तरी अक्षांश तक विकिरण की मात्रा कुछ घटती जाती है, क्योंकि दोनों प्रभावों का सापेक्ष मान विपरीत हो जाता है। फिर आर्कटिक वृत्त तक जहाँ दिन 24 घण्टे का होता है, और फिर उससे उच्च अक्षांशों पर दिन की अवधि का प्रभाव, निम्न उन्नतांश के प्रभाव पर पुनः भारी पड़ने लगता है, जिससे विकिरण का वक्र अक्षांशों के साथ पुनः बढ़ता है और ध्रुवों पर उच्चतम मान प्रदर्शित करता है, जो प्रायः पिछले उच्चतमों से अधिक होता है। ग्रीष्म अयनान्त के दिन ध्रुवों पर आपाती सौर विकिरण का मान शून्य होता है।

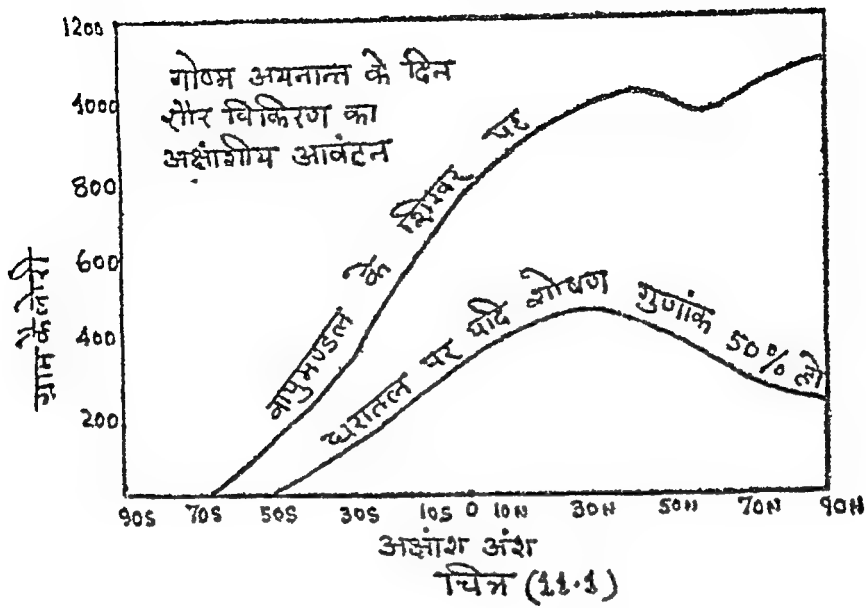
11.13 वायुमण्डल का प्रभाव

वायुमण्डल कुल आपतित विकिरण के एक बड़े भाग को शोषित, परावर्तित तथा प्रकीर्ण कर देता है, जिसके कारण विकिरण की काफी कम मात्रा पृथ्वी की सतह तक आ पाती हैं। यह मात्रा दो बातों पर निर्भर करती है—

(1) वायु तह की मोटाई, जिससे होकर विकिरण सतह तक पहुँचता है। यह मोटाई उच्च अक्षांशों के लिए अधिक होती है, क्योंकि उच्च अक्षांशीय वायुमण्डल से सौर किरणें बहुत तिर्यक अवस्था में गुजरती हैं। किसी स्थान के लिए वायुमण्डल के अन्दर किरणों द्वारा तय की गई यथार्थ दूरी की गणना की जा सकती है।

(2) वायु की पारदर्शकता, (transparency) जो मेघाच्छन्नता, धूल, आर्द्रता आदि के अनुसार बदलती रहती है। स्वच्छ मौसम वाले ग्रीष्म अयनान्त के दिन जब संचरण गुणांक (Coefficient of Transmission) 0.5 के बराबर लिया जाता है, कुल आपतित सौर विकिरण का केवल 18% ही ध्रुवीय सतह पर पहुँच पाता है। इस स्थिति में अन्य अक्षांशों पर, सतहों द्वारा प्राप्त सौर उष्मा की मात्रा चित्र (11.1) के निचले वक्र से प्रदर्शित की गई है। मेघाच्छन्न दिनों में शोषण की मात्रा बहुत अधिक बढ़ जाती है। यही कारण है कि विपुनरु रेखीय तथा शीतोष्ण कटिबन्ध के चक्रवाती क्षेत्रों में यह वक्र निम्नतम प्रदर्शित करता है।

11.14 कुल मिलाकर, सौर विकिरणों का जलवायु पर नियन्त्रण सर्वाधिक महत्वपूर्ण है, जो वायुमण्डलीय प्रभाव के वावजूद मुख्यतः अक्षांशों के आधार पर ही आवृत्त होते हैं। विभिन्न जलवायु-प्रकारों का अक्षांशों के आधार पर विभाजन, इस प्रभाव की प्रमुखता का प्रमाण है। ये प्रकार कुछ सीमा तक ऊँचाई, जलीय आवृन्दन तथा अन्य भौतिक परिस्थितियों के कारण भी समोधित होते रहते हैं।



11.15 वायु मण्डल का उष्मन तथा शीतलन

जैसा कि अध्याय 3 में स्पष्ट किया जा चुका है वायुमण्डल, लघु तरंगीय सौर विकिरणों के लिए अपेक्षाकृत पारदर्शी है। इस विकिरण का केवल 14% ही वायुमण्डलीय वाष्प कणों द्वारा शोषित हो पाता है। वाष्प कणों की सान्द्रता के कारण इस शोषण का आधा भाग 2 किमी से निम्न वायु तहों में ही होता है। किन्तु यह उष्मा स्वतः धरातलीय वायु तापमान स्थिर रखने के लिए विल्कुल अपर्याप्त है। पृथ्वी की सतह, वायुमण्डल की अपेक्षा सौर विकिरण का अधिक शोषण करती है। सीधा विकिरण और प्रकीर्ण विकिरण दोनों मिलकर वायुमण्डल के शीर्ष पर कुल आपतित सौर विकिरण का लगभग 51% पृथ्वी द्वारा आत्मसात कर लिया जाता है। फलस्वरूप दिन में पृथ्वी की सतह संलग्न वायु तहों की अपेक्षा उष्ण होती है। संलग्न वायु तहें संचालन द्वारा पृथ्वी से उष्मा प्राप्त कर गर्म हो जाती हैं। किन्तु हवा की कुचालकता के कारण यह उष्मा, ऊँचे तहों को अत्यन्त धीमी गति से ही स्थानान्तरित हो पाती है। जब वायु राशियों की क्षैतिज तथा आरोही गति तीव्र हो, तो नई वायु राशियाँ तप्त सतह के सम्पर्क में आकर उष्मा प्राप्त कर सकती हैं। इस प्रकार संचालन द्वारा वायुमण्डल का उष्मन, ग्रीष्म ऋतु के दिन के समय का प्रक्रम है, जो वायुमण्डलीय उष्मा संचार प्रक्रमों में बहुत छोटी भूमिका निभाता है।

इसी प्रकार सर्दियों की रातों में विशेषतः जब वायु धीमी और आकाश स्वच्छ हो, संचालन द्वारा धरातल के सम्पर्क में वायु तहें शीतल होती जाती हैं; यह प्रभाव नदी की अनुकूल परिस्थितियों में कुहरा, ग्रीस तथा पाला उत्पन्न कर सकता है।

वायुमण्डल की उष्मा का मुख्य स्रोत, पृथ्वी द्वारा दीर्घ तरंगों में किया गया विकिरण है। यह विकिरण मुख्यतः वाष्प कणों द्वारा शोषित कर लिया जाता है।

यही कारण है कि मेघाच्छन्न रातें गर्म, तथा रेगिस्तानों की मेघ रहित रातें प्रायः शीतल होती हैं। वायुमण्डल द्वारा शोषण के वायुमण्डलीय भूविकिरण का लगभग 20% भाग, वायु मण्डल से बाहर चला जाता है। विकिरण के शोषण के पश्चात् वायुमण्डलीय कण, स्वतः दीर्घ तरंगों के रूप में विकिरण जनित करते हैं, जिनका एक भाग अतिरिक्त में खो जाता है और दूसरा भाग वायुमण्डल की विभिन्न तहों तथा धरातल द्वारा शोषित कर लिया जाता है। शोषण और विकिरण का यह प्रक्रम, शृंखला बद्ध रूप में जारी रहता है, जिससे विकिरण धाराओं के अनन्त प्रवाह उत्पन्न हो जाते हैं। इनके सम्मिलित परिणामस्वरूप पृथ्वी की उष्मा शून्य, शून्य, घटती जाती है।

रात्रि में जब सौर उष्मा अनुपस्थित होती है, पृथ्वी की सतह विकिरण द्वारा निरन्तर उष्मा खोती जाती है। इसे धरातल और फलस्वरूप मंलग्न वायु तहों का तापमान गिरने लगता है। अपेक्षाकृत अधिक विकिरण होने के कारण धरातल सलग्न वायु तहों से अधिक ठंडा होता है। अतः वायु उन्हें ठंडे धरातल तथा ऊपर-दोनों ओर उष्मा का विकिरण करती है। यह प्रक्रम सदिशों की लम्बी और स्वच्छ आकाश की रात्रि में विशेष प्रभावकारी होता है।

मेघाच्छन्न दिनों में सम्पूर्ण भूविकिरण मेघों के आधार तल द्वारा शोषित कर लिया जाता है। इन मेघों द्वारा पुनः पृथ्वी की ओर विभिन्न तरंग दैर्घ्यों में विकिरण आरम्भ हो जाता है, जिनमें वे तरंग दैर्घ्य भी शामिल होते हैं जो स्वच्छ आकाश में सामान्य वायुकों से छन कर वायुमण्डल से बाहर चले गए होते हैं। फलतः निम्नतहों में रात्रि-शीतलन का प्रभाव बहुत कम हो जाता है।

इसके अतिरिक्त वायुमण्डलीय उष्मन अथवा शीतलन में निम्नांकित प्रक्रम भी महत्वपूर्ण भूमिका निभाते हैं :—

(1) वायुराशि के प्रसार से शीतलन तथा संकुचन से उष्मन होती है। यह प्रसार या संकुचन ऊर्ध्वाधर गति के कारण हो सकता है। यह प्रक्रम हृदोष्म होता है।

(2) जल कणों के संघनन से उत्पन्न गुप्त उष्मा द्वारा, वायुमण्डल का उष्मन होता है। बड़े पैमाने पर संघनन, वायुमण्डलीय उष्मा के लिए एक महत्वपूर्ण स्रोत बन सकता है क्योंकि यह उष्मा वास्तव में पृथ्वीतल के तीन चौथाई भाग में स्थित सागर तलों पर पड़ने वाली सौर उष्मा है जो वाष्पीकरण द्वारा जलकणों में निहित होकर वायुमण्डल को प्राप्त होती है।

(3) वायुराशियों के ऊर्ध्वाधर या क्षैतिज गति द्वारा, उष्मा का एक स्थान से दूसरे स्थान को स्थानान्तरण तथा अभिवहन। धरातलीय उष्मन के कारण गर्म वायु राशि, सवाहनिक धाराओं द्वारा ऊपर उठ जाती है तथा अपेक्षाकृत शीतल वायु राशि इसके स्थान पर आकर उष्मा प्राप्त करती है, जो स्वयं गर्म होने के बाद उठ जाती है। इस प्रक्रम द्वारा वायुमण्डल को उष्मा प्राप्त होती रहती है।

वायुराशिया अपनी क्षेतिज गति में तापमान का अभिवहन करती है। उष्ण कटिबन्धी वायुराशियाँ दक्षिणी प्रवाह के साथ उच्च अक्षांशों में उच्चतापमान तथा ध्रुवीय हवाएँ उत्तरी प्रवाह द्वारा निम्न अक्षांशों में निम्न तापमान का अभिवहन करती हैं।

11.20 वायु तापमान

वायु तापमान, जलवायु का सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्व माना जाता है, जो उपर्युक्त कारणों द्वारा नियन्त्रित होता है। किसी समय के तापमान का तात्पर्य उस वायु तापमान से है, जिसका माप मानक दशांशों में सूर्य या अन्य उष्ण पदार्थ के विकिरण द्वारा जनित त्रुटियों के लिए सावधानी रख कर लिया जाए। माध्य दैनिक तापमान वास्तव में हर घण्टे पर लिए गए 24 तापमानों का औसत है। किन्तु सरलता के लिए 3 और 12 घड़ी जी. एम. टी. (क्रमशः 8.30 और 17.30 घड़ी आई. एस. टी.) पर लिए गये तापमानों या दैनिक उच्चतम तथा निम्नतम का औसत, माध्य दैनिक तापमान के रूप में लिया जा सकता है। माध्य मासिक तापमान महीने भर के माध्य दैनिक तापमानों का साधारण औसत है तथा माध्य वार्षिक तापमान 365 दिनों के माध्य दैनिक तापमानों का साधारण औसत है। किन्तु सरलता के दृष्टिकोण से 12 महीनों के माध्य तापमान के औसत को ही माध्य वार्षिक तापमान मान लिया जाता है, जो लगभग वही परिणाम देता है। उष्णतम तथा शीतलतम महीनों के माध्य तापमानों का अन्तर, माध्य वार्षिक तापमान परिसर कहलाता है। किसी महीने के लिए माध्य उच्चतम तथा माध्य निम्नतम का अन्तर माध्य दैनिक परिसर कहलाता है।

तापमान का भौगोलिक आवटन समताप रेखाओं (isotherms) द्वारा प्रदर्शित किया जाता है। इसके लिए यह आवश्यक है कि उच्च स्थलों पर स्थित स्टेशनो के तापमानों को तुलनात्मक बनाने के लिए, उन्हें माध्य समुद्र तल पर वायु दाब की भांति अवतरित कर लिया जाए। समताप रेखाएँ अक्षांशीय तथा जल-थल आवटन के प्रभाव का संयुक्त रूप से निरूपण करती हैं।

किसी स्थान का औसत वायु तापमान जिन कारकों पर निर्भर करता है, उनमें ऊँचाई, अक्षांश, समुद्र तट की दूरी, समुद्र का तापमान तथा स्थान का उद्भासन (exposure) मुख्य हैं। प्रति किमी ऊँचाई बढ़ने पर तापमान में लगभग 5.5°C का ह्रास होता है, जबकि प्रति अंश अक्षांश बढ़ने पर तापमान ह्रास लगभग 0.75°C पाया जाता है। यद्यपि ये आँकड़े विभिन्न ऋतुओं तथा संसार के विभिन्न भागों के लिए बहुत परिवर्तनशील हैं किन्तु इनसे तापमान पर ऊँचाई के प्रभाव की प्रमुखता स्पष्ट है।

11.30 अन्य जलवायु तत्वों का संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है —

11.31 वायु मण्डलीय आर्द्रता

यह वायुमण्डल में उपस्थित जल वाष्प की मात्रा व्यक्त करती है। शुष्क और आर्द्र बल तापमानों का अन्तर इसका एक मुख्य माप है। आर्द्रता की मात्रा वायु

गति और तापमान के उच्चावच से अत्यधिक प्रभावित होती है। अतः जलवायु विज्ञान के अध्ययन में सापेक्ष आर्द्रता का मानचित्र बहुत ही कम प्रयुक्त होता है, इसके स्थान पर इसके परिणामी तत्वों, जैसे मेघाच्छन्नता तथा वर्षा का अध्ययन करना अधिक लाभ प्रद पाया गया है।

जलवायु के लिए जलवाष्प का महत्व निम्नांकित कारणों से स्पष्ट है —

(1) यह वर्षा तथा अन्य वायुमण्डलीय घटनाओं का आधारभूत तत्व है। (2) भूविकिरण के अवशोषण के कारण तापमान नियन्त्रण में मुख्य भूमिका निभाता है। (3) वाष्प कणों में गुप्त उष्मा सग्रहीत रहती है, जो संघनन प्रक्रमों में प्रकट हो जाती है। यही उष्मा तूफानों, चक्रवातों तथा वायुमण्डल के स्थायित्व का कारण बनती है। (4) यह सदैव तापमान पर प्रभाव डालती है तथा वायु मण्डल की आराम-दायकता नियन्त्रित करने में महत्वपूर्ण भूमिका निभाती है।

जलवाष्प का प्रमुख स्रोत सागरों से होने वाला वाष्पीकरण है। कुछ वाष्प नम भूमि तथा जलाशयों के वाष्पीकरण तथा वनस्पतियों के वाष्पोत्सर्जन से भी प्राप्त होती है। सामान्यतः महासागरों से होने वाला वाष्पीकरण महाद्वीपों के वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन से अधिक होता है, किन्तु 10°उ. से 10°द. अक्षांशों के बीच अधिक वर्षा तथा वनस्पतियों की सघनता के कारण महाद्वीपों से अधिक जल वाष्प वायुमण्डल को प्राप्त होता है।

प्राकृतिक हवा को ओसाँक तक शीतल करने से सघनन (द्रव-रूप) तथा उससे और निम्न तापमान तक शीतल करने से उर्ध्वपातन (ठोस-रूप) होता है। सघनन शीतलन की मात्रा तथा सापेक्ष आर्द्रता पर निर्भर करता है। भूमितल के पास सघनन ओस, पाला तथा कुहरा जनित करते हैं, जबकि उच्चतर वायु तहों में रुद्धोष्म शीतलन के कारण सघनित जलकण, मेघ उत्पन्न करते हैं। कपासी समूह के मेघ प्रायः धरातलीय उष्मन के कारण जनित होते हैं। फलतः वे दोपहर बाद ही अधिकतम हो पाते हैं जबकि स्तरीय समूह के मेघों के लिए वायुमण्डल का स्थायित्व एक अनुकूल परिस्थिति है, जिससे उनका अधिकतम प्रभात में तथा निम्नतम दोपहर को पाया जाना स्वाभाविक है।

मेघाच्छन्नता की मात्रा साधारणतः वर्षा पेटिका के समान्तर ही पृथ्वी पर आवृत्ति रहती है।

11.32 वर्षा

तापमान के बाद दूसरा महत्वपूर्ण जलवायुविक तत्व वर्षा है, क्योंकि कृषि और वनस्पतियाँ, जो जीवन-यापन के मूलभूत साधन हैं, वर्षा पर ही प्रमुख रूप से आश्रित पाई जाती हैं। जलवायुविक उद्देश्यों के लिए वर्षा के मासिक तथा वार्षिक आंकड़ों के अतिरिक्त (1) वर्षा युक्त दिनों की संख्या (वह दिन जब कुल वर्षा 2.5 मिमी से अधिक हुई हो), (2) प्रतिदिन, प्रति घण्टे तथा और अल्प समयों के लिए

उच्चतम वर्षा की दर तथा (3) प्रतिदिन की औसत वर्षा (माध्य वार्षिक वर्षा/वर्षा युक्त दिनों की संख्या) के आकड़े भी महत्वपूर्ण हैं। इनसे वर्षा-तीव्रता (Precipitation intensity) का माप प्राप्त होता है।

निम्न अक्षांशों में अपेक्षाकृत अल्पावधि की, किन्तु अधिक मूसलाधार वर्षा पाई जाती है, जबकि मध्य अक्षांशों में वर्षा की तीव्रता कम होती है। वर्षा की तीव्रता अपवाह और वाष्पीकरण को प्रभावित करती है, अतः प्रभावकारी वर्षा (effective rainfall) जो हमारे कार्यों में वास्तविक रूप में प्रयुक्त होती है, की धारणा महत्वपूर्ण है। अधिक तीव्रता युक्त अल्पावधि की वर्षा कृषि के लिए उतनी उपयुक्त नहीं, जितनी मन्द तीव्रता की सम तथा दीर्घावधि वर्षा होती है। प्रभावकारी वर्षा वाष्पीकरण और अपवाह के कारण वास्तविक वर्षा से बहुत भिन्न होती है। यह वर्षा के समय और उपयोगिता पर भी निर्भर करती है। उदाहरण के लिए, बम्बई मानसून महीनों में 200 सेमी के लगभग वर्षा प्राप्त करता है, जिसका अधिकांश भाग अनुपयोगिता के कारण व्यर्थ चला जाता है। वर्ष के अन्य महीनों में यह क्षेत्र प्रायः सूखा ही रहता है। पश्चिमी आस्ट्रेलिया में उचित समय पर 25 सेमी की वर्षा में ही गेहूँ की अच्छी फसल तैयार हो जाती है, जबकि इससे बहुत अधिक वर्षा वाले क्षेत्रों में, वर्षाकाल की अनुपयुक्तता के कारण, फसल ठीक नहीं हो पाती।

11.33 इकाई क्षेत्र पर खड़े वायु स्तम्भ में स्थित कुल वाष्प की मात्रा, अवक्षेपीय जल (Precipitable-water-w) कहलाती है। कम तापमान पर वायुमण्डल के वाष्प-संग्रह करने की क्षमता घट जाने से w का मान साधारणतः उच्च अक्षांशों की ओर घटता जाता है। प्रायः निम्न अवक्षेपीय जल कम वर्षा का परिचायक होता है, किन्तु कुछ शुष्क क्षेत्रों में उच्च w के बावजूद बहुत कम वर्षा उत्पन्न होती है। यह संभवतः उन क्षेत्रों पर प्रचलित अवतलेन प्रवाह के कारण होता है जो वर्षा उत्पन्न करने की क्रियाविधि को क्षीण बना देता है। इसके विपरीत, वाताग्र प्रक्रियाओं के कारण मध्य अक्षांशों के वायुमण्डल में कम अवक्षेपीय-जल रहते हुए भी अच्छी वर्षा हो जाती है, क्योंकि ये प्रतिक्रियाएँ वाष्प संघनित करने की क्रिया विधि बहुत सशक्त बना देती हैं।

माध्य दैनिक अवक्षेपण तथा औसत अवक्षेपीय जल का अनुपात अवक्षेपण-क्षमता कहलाती है, जो साधारणतः प्रतिशत में व्यक्त की जाती है। यह क्षमता 0 से 10° उ अक्षांश में अभिसरण क्षेत्र तथा मध्य अक्षांशों में वाताग्र प्रक्रियाओं के कारण अधिकतम पाई जाती है।

11.40 महासागरीय ड्रिफ्ट और धाराएँ (Ocean Drifts and Currents)

वायु राशियों की भांति महासागरों में जलराशियाँ ड्रिफ्ट तथा धाराओं के साथ प्रवाहित होते हुए, अपने साथ तापमान, आर्द्रता आदि जलवायुविक तत्वों को एक स्थान से दूसरे स्थान को अभिवहित करती हैं, जो तटीय क्षेत्रों की जलवायु को पर्याप्त मात्रा में प्रभावित करते हैं। जल-राशियों का सतही प्रवाह, जो प्रायः वायु

तापमान आर्द्रता आदि जलवायु तत्वों के विपर्यास से ही जनित होता है, डिप्ट कहलाता है। अपेक्षाकृत तीव्र गति से काफी गहराई के अन्दर बहने वाली उष्ण या शीतल जल-राशियाँ धाराएँ कहलाती हैं। महासागरीय जल राशियों की गति के मुख्य दो कारण हैं, (1) वायु गति का जन सतह पर घर्षण प्रभाव, जिसके कारण प्रचलित वायु दिशा में सतही जल राशि मन्द गति से बहने लगती है (2) तापमान और लवणता (Salinity) की विभिन्नता के कारण जलराशियों के अन्दर उत्पन्न घनत्व विपर्यास, जो साधारणतः गहराई की तहों में क्षैतिज तथा ऊर्ध्वाधर गति जनित कर देता है। तापमान का प्रभाव लवणता की अपेक्षा बहुत अधिक पाया जाता है।

उच्च अक्षांशों का महासागरीय जल, ठण्डा होने के कारण अधिक घनत्व का होता है। अतः ध्रुवीय क्षेत्रों तथा निम्न अक्षांशों के बीच जल-राशियों का निरन्तर विनिमय हुआ करता है। इस ताप जनित प्रवाह में लवणता विपर्यास के कारण और जटिलता आ जाती है। उपोष्ण कटिबन्धी प्रविचक्रात से प्रवाहित सागरों में, जहाँ वर्षा कम तथा वाष्पीकरण अधिक होता है, प्रायः लवणता अधिक पाई जाती है, जिससे वहाँ जलराशि का घनत्व कुछ बढ़ जाता है। फलतः सतही जल का निम्नतर जलतहों में अवतलन पाया जाता है।

निम्न अक्षांशों से ध्रुवों की ओर बहने वाली जलराशियाँ अपेक्षाकृत गर्म तथा ध्रुवों से निम्न अक्षांशों की ओर बहने वाली धाराएँ आसपास की जल-राशियों से ठण्डी होती हैं। 40 अंश अक्षांश से विपुवत् रेखा तक के क्षेत्र में उष्ण जलधाराएँ प्रायः महाद्वीपों के पूर्वी तटों तथा ठण्डी धाराएँ पश्चिमी तटों के समान्तर बहती हैं। इससे परे के अक्षांशों में धाराओं का विपरीत प्रवाह तटों के समान्तर पाया जाता है।

दोनों उष्ण कटिबन्धों की व्यापारी हवाएँ सागरों में डिप्ट उत्पन्न करती हैं, जो विपुवत् रेखा के पास अभिसरित होकर उत्तरी और दक्षिणी विपुवत् रेखीय धाराओं के रूप में पश्चिम की ओर गति करती हैं। दोनों धाराएँ पूरे क्षेत्र में एक दूसरे से लघु विपरीत धाराओं (Minor Counter Currents) द्वारा अलग रहती हैं, जो महासागरों के पूर्वी भागों के विपुवत् रेखीय क्षेत्रों में उत्पन्न होती हैं। स्रोत क्षेत्रों की विशेषताओं के कारण, महासागरों के पूर्वी भागों में धाराएँ अपेक्षाकृत ठण्डी होती हैं तथा पश्चिमी दिशा में गति के दौरान वे प्रायः अधिक तापमान लाभ करती चलती हैं। महासागरों के पश्चिम में तट के समीप, उत्तरी विपुवत् रेखीय धारा उत्तर की ओर तथा दक्षिणी धारा दक्षिण की ओर मुड़ जाती है। चूँकि अब इनकी गति उष्ण से शीतल क्षेत्रों की ओर होती है, अतः ये आसपास की जलराशियों की अपेक्षा गर्म रहती हैं। लगभग 40 अंश उत्तरी और दक्षिणी अक्षांशों के पास प्रचलित पश्चिमी वायु प्रवाह के सम्पर्क में, ये धाराएँ पूर्व की ओर मुड़ जाती हैं। यही धाराएँ पुनः व्यापारी हवाओं के प्रवाह में आगे चलकर दक्षिण की ओर गति करने लगती हैं।

उत्तरी अटलांटिक में फ्लोरिडा तट से पूर्वोत्तर की ओर मुड़ने वाली विपुवत् रेखीय धारा, तट रेखा की संरचना के कारण तीव्र रूप से विकसित होती है क्योंकि

इसमें दक्षिणी विषुवत् रेखीय धारा भी ब्राजील तट से मुड़ कर अंशतः सम्मिलित हो जाती है। यही प्लोरिडा धारा आगे चलकर विस्थात गल्फस्ट्रीम नामक उष्ण धारा के रूप में नावें तथा उत्तरी रुस के तटों तक पहुँचती हैं। उत्तरी पश्चिमी यूरोप की सर्दियाँ इसी धारा के प्रभाव में, अपेक्षाकृत गर्म रहती हैं। पश्चिमी प्रवाह के अन्तर्गत इस धारा द्वारा पर्याप्त उष्ण जल राशि, यूरोप के आन्तरिक प्रदेशों में पहुँचती है।

दोनों गोलाद्धों में विषुवत् रेखीय धाराएँ, उनका रेखांशिक प्रवाह, पश्चिमी वायु प्रवाह के क्षेत्र में उनका पूर्व की ओर प्रसार तथा पुनः दक्षिणी की ओर गति मिलकर धाराओं का प्रतिचक्रवाती बृहद् कोशिका बनाते हैं। पश्चिमी वायु प्रवाह क्षेत्रों से परे दोनों गोलाद्धों में सागरीय धाराएँ छोटी और चक्रवाती भवरो के रूप में जनित होती हैं ये सेन्सोडोर-धाराएँ कहलाती हैं।

निम्न अक्षांशों के उन पश्चिमी तटों (पेरू, दक्षिणी कैलिफोर्निया, दक्षिणी-पश्चिमी अफ्रीका, उत्तरी चिली आदि) से, जो उपोष्ण कटिबन्धी प्रतिचक्रवातों के पूर्वी सिरे पर स्थित हैं, धाराएँ विषुवत् रेखा की ओर बहती हैं। कोरियालिस बल के कारण इन धाराओं की, तट से दूर विचलित होने की प्रवृत्ति पाई जाती है। सतही जल के इस अपसरण के फलस्वरूप नीचे से ठण्डी तथा ताजी जल राशियाँ तट के पास उठती रहती हैं। इसे अपवर्लिंग (upwelling) कहते हैं। यह प्रक्रिया तटीय क्षेत्रों का तापमान घटाने तथा आर्द्रता बढ़ाने में सहयोग देती है।

11.41 एशिया को प्रभावित करने वाली धाराएँ

सम्पूर्ण एशिया का एक बहुत छोटा भाग ही सीधे तौर पर महासागरीय प्रवाह से प्रभावित हो पाता है। फिलीपाइन द्वीप समूहों के पास उत्तरी विषुवत् रेखीय धारा उत्तर पूर्व की ओर मुड़ जाती है और तटीय क्षेत्रों के पास अत्यन्त उष्ण जल राशि अभिवहित करती है। फलस्वरूप सागर सतह का तापमान बढ़ जाता है। यही वह क्षेत्र है, जहाँ अधिकतम संख्या में चक्रवात जनित होते हैं। दक्षिणी विषुवत् रेखीय धाराएँ न्यूगिनी तट के पास दक्षिण की ओर मुड़ती हैं। इस स्थान पर जल सतह का तापमान वर्ष भर प्रायः 28°C के आसपास पाया जाता है। उत्तरी-पूर्वी प्रशान्त महासागर में, क्यूरोशियो नामक उष्ण-धारा प्रवाहित होती है, जो फारमोसा के पास उत्तरी विषुवत् रेखीय धाराओं के सम्मिश्र होकर मुड़ने से जनित होती है तथा वहाँ से उत्तर की ओर बढ़ते हुए जापान के समीप से पूर्व की ओर मुड़ जाती है। यह धारा 40° उत्तरी अक्षांश के लगभग समान्तर उत्तरी अमेरिका के पश्चिमी तट तक पहुँचती है। इस धारा की एक शाखा जापान सागर में प्रवेश करती है, जो पश्चिमी तटों पर अत्यधिक उष्ण जल राशि का आघात करती है, जिसके कारण वहाँ की सर्दियाँ मृदु बन जाती हैं। यह धारा शीत कालीन स्थायी वायु राशि को भी संशोधित करने की चेष्टा करती है।

ओयाशियो, जो एल्यूशियन नामक मर्द धाराओं की एक शाखा है, पूर्वी एशिया के तटों के पास उत्तर से दक्षिण की ओर प्रवाहित होती है, जो सर्दियों में

वियतनाम तक ठंडी जल राशिया अभिवहित करती रहती हैं। 40 अंश उत्तरी अक्षांश के पास ओयाशियो दो भागो मे विभक्त हो जाती है। पहला भाग उत्तरी जापान के पास क्यूरोशियो मे जाकर मिल जाता है, जिससे वहा तीव्र तापमान प्रवणता जनित होती है। दूसरा भाग तट रेखा के समान्तर दक्षिण की ओर बहता रहता है। एशिया के पूर्वी तटो पर विशेषत निम्न अक्षांशो मे, सर्दियो मे व्यापक रूप से कुहरा उत्पन्न करने मे इन धाराओ का महत्वपूर्ण योगदान रहता है।

भारतीय सागरो पर वायु प्रवाह, चूंकि सर्दियो और गर्मियो मे एक दूसरे से ठीक विपरीत होता है (सर्दियो मे उत्तरी पूर्वी तथा गर्मियो मे दक्षिणी पश्चिमी), अतः सागरीय ड्रिफ्ट मे भी सगत ऋतुनिष्ठ (seasonal) परिवर्तन पाया जाता है। सर्दियो मे सागर सतह का तापमान दक्षिण की ओर बढ़ता जाता है। गर्मियो मे वगाल की खाड़ी तथा अरब सागर के अधिकांश क्षेत्रो मे यह तापमान 27°C से अधिक रहता है। तापमान निम्नतम अदन की खाड़ी के आसपास अपवर्लिग के कारण पाया जाता है।

11.42 महासागरीय धाराओं का जलवायु पर प्रभाव

(1) उष्ण तथा उपोष्ण कटिबन्धी महाद्वीपों के पश्चिमी तट, ठंडी जल-राशियो के प्रभाव क्षेत्र मे आने के कारण अपेक्षाकृत ठंडे होते हैं तथा उनका दैनिक एवं वार्षिक तापमान परिसर भी कम पाया जाता है। शीतलता के कारण कुहरे उत्पन्न हो सकते हैं, यद्यपि ये क्षेत्र प्रायः शुष्क होते हैं।

(2) शीतोष्ण कटिबन्धो तथा उच्च अक्षांशो के पश्चिमी तट, उष्ण जल-धाराओ के प्रभाव क्षेत्र मे है। अतः वहा नम महासागरीय जलवायु प्रमुख रहता है। मृदु सर्दियाँ, ठंडी गर्मियाँ, तथा अधिक वर्षा इस जलवायु की विशेषताएँ हैं।

(3) उष्ण तथा उपोष्ण कटिबन्धो के पूर्वी तटो के समान्तर उष्ण धाराएँ बहती हैं, जो वहा की जलवायु उष्ण तथा भारी वर्षा युक्त बनाने मे सहायक होती है इन्ही धाराओ के कारण प्रायः उपोष्ण कटिबन्धी प्रति चक्रवातो के पश्चिमी सिरे अस्थायी होते हैं।

(4) मध्य अक्षांशो का दक्षिणी पूर्वी तट जो पर्वत श्रृंखलाओ के अनुवर्ती भागो मे पड़ता है, उष्ण धाराओ के निकट से बहने पर भी महाद्वीपीय जलवायु से प्रभावित रहता है। अतः वहाँ ठंडी सर्दिया तथा तप्त गर्मिया पाई जाती हैं।

(5) उच्च अक्षांशो के पूर्वी तटो पर ठंडी जलधाराओ के कारण ग्रीष्म ऋतु प्रायः ठंडी पाई जाती है।

(6) कुछ धाराएँ वाताग्र विस्रोभ उत्पन्न करने मे सहायक होकर, परोक्ष रूप मे जलवायु पर प्रभाव डालती है। उत्तरी अमेरिका और एशिया के पूर्वी तटो के समान्तर उत्तर की ओर बहने वाली उष्ण धाराएँ मध्य अक्षांशो मे गर्म जल-राशिया अभिवहित करती है। इनसे उत्पन्न ऊर्जा वाताग्र विकास मे योग देती है। चूंकि पश्चिमी किनारे सामान्यतः निम्न अक्षांशो की ओर बहती शीतल जल धाराओ

के सम्पर्क में रहती हैं, अतः महाद्वीपो पर तीव्रताप-विपर्यास क्षेत्र उत्पन्न हो जाता है। इसी विपर्यास क्षेत्र में वाताग्र विक्षोभ जनित होने के लिए अनुकूल परिस्थितियाँ पाई जाती हैं।

11.50 वायुराशियाँ एवं हवायें-भूमिका

लगभग 75 वर्ष पूर्व मौसम पूर्वानुमान के लिए वायुमण्डलीय अध्ययन का वैज्ञानिक दृष्टिकोण अपनाया गया। तब से इस दिशा में निरन्तर प्रगति होती गई। किन्तु मौसम विज्ञान के अन्य शाखाओं में वैज्ञानिक दृष्टिकोण अभी भी विल्कुल प्रारम्भिक अवस्था में है। जलवायु विज्ञान, वर्तमान स्थिति में मुख्यतः मौसम आकड़ों का सांख्यिकीय अध्ययन है जिसमें भौतिक कारणों के अध्ययन का समावेश नहीं किया गया है। वायुमण्डल के भौतिक तथा गतिशील अवस्था का जलवायु पर महत्वपूर्ण प्रभाव को आंशिक रूप से मिलर, हार्विज एवं आस्टिन तथा केन्ड्यू ने पहचाना तथा जलवायु विज्ञान की अपनी पाठ्य पुस्तकों में वायुराशियों के सन्दर्भ में अनेक जलवायु तत्वों की व्याख्या की। वायुराशि की धारणा वर्जरान (1930) द्वारा विकसित की गई जिसके अनुसार भूमि या सागर के विस्तृत सम सतहों पर जहाँ वायु गति मन्द हो वायु क्षैतिज रूप से सम होने की प्रवृत्ति रखती है। स्रोत क्षेत्रों पर पर्याप्त समय तक स्थिर रहने के उपरान्त जब ये वायुराशियाँ दूसरे धरातलों पर गति करती हैं तो वहाँ के मौसम को प्रभावित करने के साथ साथ स्वयं सशोषित होती रहती हैं। सन् 1940 में पेटरसन ने वायुराशियों की तापीय संरचना का अध्ययन किया तथा ग्रीष्म और शीतकाल में उत्तरी गोलार्द्ध की विभिन्न वायुराशियों का भौतिक मानचित्र तैयार किया।

वायुराशियों की व्यापक परिभाषा का अभाव, वाताग्र मौसमों के अध्ययन तथा ऊर्ध्वाधर गति के आँकलन में यथार्थ विधियों की क्लिष्टता के कारण वायुराशि की धारणा का जलवायु विज्ञान में उपयोग प्रायः कठिन होता है। समकालीन मौसम विज्ञान (synoptic Meteorology) की विधियों द्वारा विश्लेषित मानचित्रों से वायुराशि धारणा का कुछ लाभप्रद उपयोग हो सकता है। जलवायुविक दीर्घकालिक परिवर्तनों के भौतिक कारणों की व्याख्या करना तथा दीर्घावधि मौसम पूर्वानुमान विधियों में सक्रिय योगदान देना जलवायु विज्ञान का एक महत्वपूर्ण कार्य है। किन्तु वर्तमान जलवायु विज्ञान की क्रियाविधि तथा अनुसंधानों में यह क्षमता अभी नगण्य है।

11.51 स्थायित्वत दाब प्रणालियाँ और वायु प्रवाह

दाब, यद्यपि सीधे रूप में जलवायु का तत्व नहीं है तथापि मौसम तथा वायु-प्रवाह उत्पन्न करने में यह अत्यन्त महत्वपूर्ण भूमिका निभाता है, जिसका विवरण पिछले अध्यायों में दिया जा चुका है। वायु प्रवाह सवेद तापमान को कम करता है तथा वाष्पीकरण को बढ़ाने की प्रवृत्ति रखता है। सागर तलों पर वायु प्रवाह अधिक अपरिवर्ती (steady) और तीव्र होता है, जबकि भूमितल पर घर्षण प्रभाव के कारण हवा की विश्वसनीयता (Reliability) बहुत घट जाती है।

थल और जल भाग के उष्मन विपर्यास के कारण, दाब प्रणालियाँ जनित होती हैं, जिनके प्रभाव में ग्रीष्म और शीत मानसून धाराएँ बहती हैं। लेकिन मानसून धाराएँ उन्हीं क्षेत्रों पर उभर पाती हैं, जहाँ जल और थल का विपर्यास इतना तीव्र हो कि उसके द्वारा उत्पन्न हवाएँ व्यापक भूमण्डलीय प्रवाह को विच्छिन्न कर सकें। भारतीय मानसून इसका सर्वोत्कृष्ट उदाहरण है, जिसका विवरण अध्याय 14 में किया गया है।

वायु राशियाँ अपनी गति के दौरान विविध मौसम तत्वों का अभिवहन करते हुए, उस स्थान के जलवायु को प्रभावित करती हैं, जहाँ से वे गुजरती हैं। इस बीच प्रतिक्रिया के फलस्वरूप वे स्वयं संशोधित होती रहती हैं। भूमण्डल पर घातकीय वायुप्रवाह, अनेक कारणों से प्रभावित होने के कारण, अत्यन्त क्लिष्ट प्रणाली प्रस्तुत करता है किन्तु जनवरी और जुलाई की मध्य दाब स्थितियों तथा परिणामी माध्य प्रवाह में जो नियमितता पायी जाती है उसके फलस्वरूप निम्नांकित वायु पेटिकाएँ प्रमुख हैं।—

(1) व्यापारी हवाएँ—दोनों गोलार्द्धों के उपोष्ण कटिबन्धी चक्रवातों से पूर्व की ओर बहने वाली ये हवाएँ विषुव रेखा पर अभिसरित होती, प्रतीत होती हैं। सागरीय क्षेत्रों पर गति और दिशा में व्यापारी हवाएँ, संसार का सबसे अपरिवर्ती प्रवाह हैं। दक्षिणी गोलार्द्ध के महासागरों में 75% अवसरों पर यह द. द. पू. द. पू. या पू. द. पू. दिशा और 15 से 30 किमी प्रति घंटा की गति से बहती हुई पाई जाती है।

(2) मध्य अक्षांशीय पश्चिमी प्रवाह—उपोष्ण कटिबन्धीय प्रतिचक्रवातों से उपध्रुवीय स्थायीवत् निम्नदाब की ओर ये हवाएँ अपेक्षाकृत तेजी से प्रवाहित होती हैं, जिनका प्रमुख अवयव प्रायः पश्चिमी पाया जाता है। उपध्रुवीय निम्न दाबों की क्षीणता तथा स्थान परिवर्तन के कारण यह प्रवाह बहुत परिवर्तनशील रहता है। उत्तरी गोलार्द्ध में पश्चिमी प्रवाह गर्मियों में अपेक्षाकृत अधिक अपरिवर्ती पाया जाता है क्योंकि इस ऋतु में उपध्रुवीय निम्नदाब निश्चित पेटिका के रूप में दृढ़ता से स्थापित हो जाता है। सर्दियों में जब महाद्वीपों पर उच्चदाब क्षेत्र तथा सागर में आइस लैंडिक और एल्यूनिशियन निम्नदाब प्रमुख होते हैं, तो पश्चिमी प्रवाह कई कोशिकाओं में टूट कर विच्छिन्न हो जाता है। इसी ऋतु में जनित होने वाले घाताग्र विक्षोभ भी पश्चिमी प्रवाह को विक्षोभित करने में सहायक होते हैं।

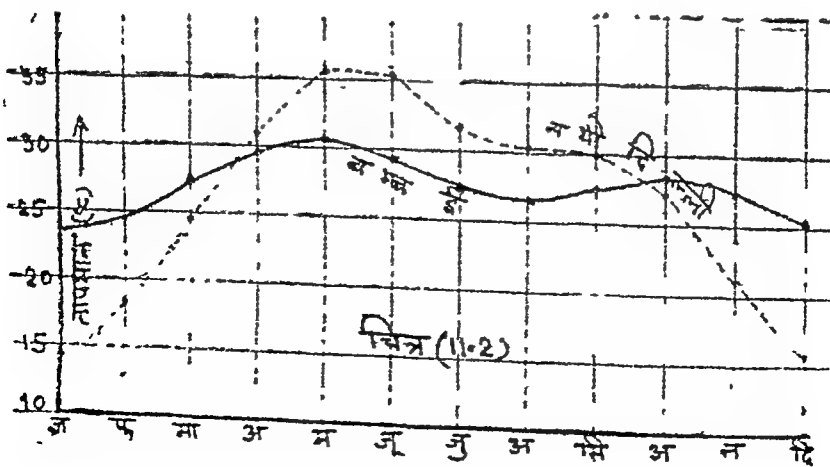
दक्षिणी गोलार्द्ध में थल भागों का अवरोध न होने के कारण, पश्चिमी प्रवाह अधिक नियमित और तीव्र होता है। तीव्र प्रवाह के कारण ही 40° द० अक्षांश गर्जता चालीसा कहलाता है।

(3) ध्रुवीय पूर्वी हवाएँ—ध्रुवीय प्रतिचक्रवातों से उपध्रुवीय निम्नदाबों तक पूर्वी अवयव से बहता हुआ, यह एक तुच्छ (shallow) प्रवाह है। आर्कटिक सागर के चारों ओर थल भागों के अवरोध के कारण ध्रुवीय हवाओं का बहिर्वाह बहुत उलझाव पूर्ण हो जाता है।

11-52 जल और थल का आवंटन

दाव और वायु प्रवाह के प्रमुख नियन्त्रक के रूप में, जल और थल आवंटन का विवरण पहले दिया जा चुका है। अतः जलवायु पर इनका महत्वपूर्ण प्रभाव स्पष्ट है। भौतिक गुणों के कारण जल थल की अपेक्षा उष्मा के लिए अधिक सरक्षी है, जिसके फलस्वरूप जल राशियां थल की अपेक्षा दूनी गति से गर्म और ठंडी होती हैं तापमान का यह मृदुकारक (माडरेटिंग) प्रभाव, प्रचलित वायु प्रवाह द्वारा आन्तरिक। भागों तक ले जाया जा सकता है। महासागरीय क्षेत्रों के तटीय भूभागों में वर्षा, तापमान, दाव और वायु-प्रवाह जलीय वायुराशियों से प्रभावित होकर, आन्तरिक भागों के जलवायु से पर्याप्त विपर्यास पैदा कर देती है। महाद्वीपीय क्षेत्र, तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक वार्षिक तापमान परिसर रखते हैं। वे तटीय क्षेत्र अधिकतम वर्षा और आर्द्रता प्राप्त करते हैं, जहां वायुप्रवाह महासागरों से सीधा तट की ओर होता है। महासागरीय जलवायु की वर्षा पर्वतीय अनुकूलता पर भी निर्भर करती है। अनुकूल परिस्थितियों में वर्षा प्रायः वर्षभर होती रहती है। आन्तरिक भागों की ओर तटीय वर्षा में एका-एक कमी आ जाती है। महाद्वीपों की वर्षा अधिकतर ग्रीष्म कालीन होती है।

तापमान का दैनिक चलन, सागर सतहों पर नगण्य होता है। वार्षिक परिसर भी कम होता है, जो उष्ण कटिबंधों में 7°C तथा मध्य अक्षांशों में 15°C से कम पाया जाता है। इससे अधिक परिसर उन्हीं क्षेत्रों में देखा जाता है, जहां महासागरीय धाराओं की सीमा का उतार-चढ़ाव पाया जाता है। अतः जल सतह के ऊपर वायु तहों में तापमान का चलन बहुत कम होता है। महाद्वीपीय क्षेत्रों में भी यह चलन कम होता है। तटों पर दैनिक और वार्षिक तापमान-उच्चतम तथा न्यूनतम अपेक्षाकृत देर से स्थापित हो पाता है। दिल्ली (आन्तरिक महाद्वीप) तथा बम्बई (तटीय) स्टेशनों के मासिक तापमान चित्र (11.2) में अंकित किए गए हैं, जिनसे तापमान पर महासागरीय और महाद्वीपीय प्रभावों का विपर्यास स्पष्ट दृष्टिगोचर होता है।



11.60 स्थानीय प्रभाव

भील तथा अन्य छोटे जलाशय भी समीप के जलवायु को मृदु बनाने का सानुपातिक प्रयास करते हैं। उत्तरी अमेरिका की बड़ी-भीले जनवरी में पर्याप्त उष्मा प्रदान करती हैं, जिनसे शीत तरंगों की प्रखरता बहुत कम हो जाती है तथा पाले रहित ऋतु की अवधि अपेक्षाकृत अधिक पाई जाती है। कैम्पीयन और विक्टोरिया भील क्षेत्रों में दैनिक जल तथा थल समीर का प्रवाह, पर्याप्त रूप से प्रभावकारी होता है। इन क्षेत्रों में इस प्रभाव के कारण आर्द्रता और वर्षा में भी यथार्थ वृद्धि पाई गई है।

उच्च अक्षांशों में, जहाँ जलाशय और भीले प्रायः जमे हुए अवस्था में होते हैं, जलीय प्रभाव कम हो जाता है। इन प्रदेशों में सर्दियाँ लम्बी हो जाती हैं तथा बसंत ऋतु देर से आती है। तुपार से ठके क्षेत्रों में वार्षिक तापमान परिसर बहुत अधिक पाया जाता है।

11 61 स्थानीय जलवायु पर स्थलाकृति तथा अन्य छोटे लक्षण (feature) भी महत्वपूर्ण प्रभाव डालते हैं। इन लक्षणों के कारण स्थानीय प्रवाह, जगह-जगह विभिन्न विशेषताएँ उत्पन्न कर देता है। पर्वतों से सम्बन्धित वायु धाराओं का विवरण पहले दिया जा चुका है। घाटियों तथा बेसिन में, जहाँ वायुराशि पर्याप्त समय तक रुद्ध हो जाती है, आधार तल के गुण, ग्रहण कर लेती है। आमूर बेसिन और साइबेरिया में पर्वतों के बीच अत्यन्त शीतल हवा पर्याप्त समय तक रहती है, जो 44° उत्तरी अक्षांश पर हिमाक से कई अंश नीचे तक का जनवरी तापमान प्रदर्शित करती है।

11 62 अपेक्षाकृत कम महत्वपूर्ण जलवायु नियन्त्रकों में भूमि की संरचना और प्रकृति का नाम लिया जा सकता है। गहरे रंग की मिट्टी हल्के रंग की मिट्टी से अधिक उष्मा शोषित करती है, अतः दिन में अपेक्षाकृत गर्म रहती है। यह विभिन्नता वायु-प्रवाह पर भी प्रभाव डालती है। शुष्क मिट्टी और रेत, विशिष्ट उष्मा कम होने के कारण अधिक तापमान परिवर्तन प्रदर्शित करती है, जबकि नम मिट्टी उष्मन और शीतलन के लिये अधिक सरक्षी होती है। मिट्टी की उर्वरकता भी परोक्ष रूप से जलवायु को प्रभावित करती है। घास के मैदान तथा वनस्पतियाँ सूक्ष्म जलवायु क्षेत्र के तापमान, वायु, वर्षा तथा आर्द्रता पर महत्वपूर्ण प्रभाव डालती हैं, जिसका विवरण इसी अध्याय में अन्यत्र दिया गया है।

11.63 यों तो जलवायु पर ही वनस्पतियों का प्रकार और सघनता निर्भर करती है, किन्तु विकसित वन क्षेत्र भी स्थानीय जलवायु पर महत्वपूर्ण नियन्त्रण रखते हैं। ये वाष्पोत्सर्जन द्वारा आर्द्रता बढ़ा कर वर्षा की क्षमता में वृद्धि उत्पन्न कर सकते हैं। तापमान पर मृदुलता (moderating) तथा वायु गति पर अवरोध प्रभाव भी स्थानीय पैमाने पर यथार्थ रूप से पाया जाता है।

11.70 ऊँचाई

किसी स्थान की समुद्र तल से ऊँचाई तथा उसका उद्भूत (exposure) वहा का जलवायु नियन्त्रित करने में महत्वपूर्ण योगदान करते हैं। पर्वतीय क्षेत्रों में भी ऊँचाई तथा उद्भूत के कारण भिन्न-भिन्न मौसम परिस्थितियाँ पाई जाती हैं। घाटी या पठार की जलवायु शिखर की जलवायु से भिन्न होगी। एक ही पर्वत का पवनाभिमुखी ढाल तथा अनुवर्ती भागों में, वर्षा तथा तापमान की दशाओं में बहुत असमानता होती है। ये परिस्थितियाँ अलग-अलग अक्षांशों पर भी भिन्न-भिन्न होती हैं।

(1) ऊँचाई के साथ दाब का तेजी से गिरना, उच्च स्थानों पर जीवन-यापन की कठिनाइयाँ बढ़ा देता है। यो तिव्रत तथा बोलिवियन एन्डीज पर लोग लगभग 5 किमी की ऊँचाई पर रहते हैं, किन्तु 3 किमी से अधिक ऊँचाई वाले क्षेत्रों में अनेक बीमारियाँ, कमजोरी, थकान, तथा कार्य करने की असमर्थता बहुत सामान्य है।

(2) जल वाष्प, धूल तथा मेघ आदि शोषक व परावर्तक तत्वों की अनुपस्थिति के कारण सौर उष्मा की तीव्रता, पर्वतीय ढाल पर ऊँचाई के साथ बढ़ती जाती है। एक अनुमान के अनुसार, ग्रीष्म अयनान्त के दिन तिव्रत के पठार को, संलग्न भारतीय क्षेत्रों की अपेक्षा डेढ़ गुना उष्मा प्राप्त होती है। अधिक ऊँचाईयों पर अल्ट्रा वायलेट किरणों भी समानुपातिक मात्रा में अधिक गिरती है। पर्वतीय ढालों पर भूमि का तापमान दिन और रात दोनों में संलग्न वायुतहों के तापमान से अधिक होता है।

(3) सौर विकिरण की बढ़ती तीव्रता के बावजूद, पहाड़ी ढालों पर तापमान का ऊँचाई के साथ घटना (लगभग $-6^{\circ}\text{C}/100$ मीटर) तथा तीव्र ताप प्रवणता, ऊँचाईयों की एक महत्वपूर्ण जलवायुविक विशेषता है। पहाड़ों की विरल और शुष्क हवाएँ, दिन में तीव्र सौर उष्मा के आगमन तथा रात्रि में भूविकिरण के तीव्र ह्रास की सुविधा दे देती है। फलतः दैनिक परिसर का उच्च होना स्वाभाविक है। किन्तु तापमान के औसत मानों में अधिक अन्तर न आने के कारण, मौसमी परिसर साधारणतः कम ही पाया जाता है।

(4) घाटियों में तापमान व्युत्क्रमण, उच्च तापमान परिसर तथा पूर्वी ढाल घटनाएँ बहुत सामान्य होती हैं, विशेषकर शीतोष्ण कटिबन्धों में।

(5) चूँकि पर्वतों के दोनों भागों में स्थित वायु राशियाँ के बीच रुकावट के कारण सम्मिलन सामान्यतः नहीं हो पाता है, अतः सक्रमण क्षेत्र में उच्च क्षैतिज प्रवणता स्वाभाविक रूप से पाई जाती है। वायु राशियों की गति में रुकावट के कारण प्रायः पवनाभिमुखी और अनुवर्ती भागों के जलवायु में पर्याप्त अन्तर हो जाता है।

(6) दिन को आरोही तथा रात्रि को अवरोही प्रवाह, पर्वतीय ढालों की सामान्य विशेषता है, जिसका विवरण अध्याय 6 में दिया जा चुका है। फोहन हवा जो गर्म तथा शुष्क होने के कारण शीतोष्ण कटिबन्धों में (मुख्यतः आल्प्स के उत्तरी

ढाल के नीचे स्थित यूरोपीय भागों में) प्रायः आराम देह मौसम उत्पन्न करती है, प्रभावित क्षेत्रों की जलवायु परिवर्तन करने का कारण बनती है।

(7) दिन में आरौही हवाएँ कुछ नमी ऊपर ले जाती हैं, जिनसे स्तरी कपासी या कपासी प्रकृति के मेघ बन जाते हैं। किन्तु रात्रि में शिखर पर्याप्त शुष्क तथा आसमान साफ रहता है। रात्रि में नमी के नीचे की ओर स्थानान्तरण के कारण, घाटियों में कुहरे जनित हो सकते हैं। मेघाच्छन्नता की मात्रा प्रायः गर्मियों में अधिकतम पाई जाती है।

11.71 अवक्षेपण और ऊँचाई

अवक्षेपण की ऊँचाई के साथ निर्भरता का अध्ययन करना इसलिए और महत्वपूर्ण हो जाता है कि पर्वतों पर प्राप्त अवक्षेपण आसपास के क्षेत्रों के लिए विभव जल शक्ति (Potential water power) का कार्य करता है, क्योंकि यह अवक्षेपण, जल या पिघलते तुपार के रूप में ऊँचाइयों से निम्न तलों की ओर बहता है। जल-शक्ति, अवक्षेपण की मात्रा तथा ऊँचाई-दोनों पर निर्भर करती है। यद्यपि वाष्पीकरण और भू-शोषण के कारण सम्पूर्ण प्राप्त अवक्षेपण शक्ति में नहीं बदला जा सकता, तथापि अवक्षेपण की मात्रा क्षेत्रीय जल शक्ति क्षमता के आकलन में महत्वपूर्ण है।

नम हवाओं के यान्त्रिक आरोहण के कारण पवनाभिमुखी भाग स्पष्टतया अधिक वर्षा प्राप्त करता है। अनुवर्ती ढाल वर्षा पेटिका की छाया में पड़ जाने से शुष्क रह जाते हैं। यह शुष्कता कहीं-कहीं इतनी अधिक होती है कि मरुस्थल तक विकसित हो सकते हैं।

अवक्षेपण की मात्रा ऊँचाई के साथ साधारणतः घटती जाती है। लेकिन उष्ण कटिबन्धों में कुछ ऊँचाई तक यह मात्रा पहले बढ़ती है, क्योंकि इन तहों में सघनित जल वाष्प की मात्रा ऊँचाई के साथ अधिक होती है। एक कारण यह भी है कि अधिक ऊँचाइयों तक शिखरों के बीच खाली स्थान आ जाने के कारण, नम हवाओं की आरौही गति विच्छिन्न हो जाती है। बी. कोनराद (1942) के अनुसार, शीतलन कटिबन्धों में वर्षा और ऊँचाई का सम्बन्ध निम्नांकित सारणी में स्पष्ट किया गया है—

ऊँचाई (फीट)	— 6925	8235	10105
वर्षा (इंच)	— 105.1	118.1	83.9

ढाल पर अवक्षेपण की वृद्धि एक निश्चित ऊँचाई तक ही हो पाती है। उसके बाद वृद्धि दर प्रायः शून्य या ऋणात्मक पाई जाती है। उच्चतम वर्षा का क्षेत्र स्थान के प्रति भी परिवर्तित होती है। उष्ण कटिबन्धों में उच्चतम वर्षा, शीतोष्ण कटिबन्धों से कम ऊँचाई पर पाई जाती है। नम जलवायु के स्थानों में भी उच्चतम वर्षा,

निम्नतर तहो में हो जाती है। जावा में यह ऊँचाई एक किलोमीटर, पश्चिमी घाट 1.5 किमी तथा आल्प्स पर 2.1 किमी आकलित की गई है।

11.80 सूक्ष्म जलवायु विज्ञान (Microclimatology)

धरातल से एक-दो मीटर ऊँचाई तक की वायु तहो के जलवायु तत्वों का अध्ययन सूक्ष्म जलवायु विज्ञान के अन्तर्गत किया जाता है। इन्हीं तहो में वनस्पतियाँ विकसित होती हैं। वनस्पति विज्ञान, कृषि, भवन निर्माण, तथा अनेक उद्योगों में धरातल से संलग्न वायु तहो की मौसम परिस्थितियों की जानकारी उपयोगी होती है। इस अध्ययन के लिए निम्नतम तलों के तापमान, आर्द्रता तथा वायु वेग सर्वाधिक मुख्य तत्व हैं। भूमि आर्द्रता और तापमान तथा कार्बनडाई आक्साइड के आबंटन का ज्ञान भी महत्वपूर्ण है।

चूँकि वायु मण्डलीय उष्मा का स्रोत भूविकिरण ही है, अतः धरातल की प्रकृति और स्थलाकृति, सूक्ष्म जलवायु के नियन्त्रण में मुख्य भूमिका निभाते हैं। इसका प्रभाव निम्नांकित रूप में पड़ता है—

(1) अलविद्यो (धवलता), धरातल की प्रकृति पर निर्भर करना है। शुष्क भूमि, वनस्पति से ढकी भूमि की अपेक्षा अधिक धवलता रखती है। मिट्टी के रंग पर भी धवलता की मात्रा निर्भर करती है और इसी मात्रा पर धरातल की सौर उष्मा की शोषण क्षमता निर्धारित होती है।

(2) पृथ्वी का घनत्व—विभिन्न घनत्व वाली सतह का उष्मन विभिन्न मात्रा में होता है। अधिक घनत्व वाली मिट्टी में उष्मा की अधिक मात्रा संचारित होती है।

(3) धरातल की स्थिति (अक्षांश) और ऊँचाई तथा प्रकृति तापमान, वर्षा तथा वायु को किस प्रकार प्रभावित करते हैं, इसका वर्णन पिछले अध्यायों में किया जा चुका है। सूक्ष्म जलवायु क्षेत्र में भी स्थलाकृति तापमान, वायु और वर्षा पर प्रभाव डालती है।

11.81 उत्तर-दक्षिण ढाल आपतित सौर उष्मा पर वही प्रभाव डालता है, जो अक्षांशों का परिवर्तन। इससे औसत तथा चरम तापमानों का मान बदलता जाता है। पूर्वी-पश्चिमी ढाल दैनिक सौर प्रकाश की अवधि परिवर्तित कर देती है, किन्तु तापमानों की मात्रा में कोई विशेष अन्तर नहीं आ पाता। स्वाभाविकतः पूर्वी ढाल दोपहर से पहले अपेक्षाकृत अधिक सौर उष्मा प्राप्त कर सकेगा और पश्चिमी ढाल दोपहर के बाद। किन्तु, चूँकि सौर उष्मा की तीव्रता दोपहर तक अपेक्षाकृत कम होती है, अतः पूर्वी ढाल पश्चिमी ढाल से कुछ ठंडे पाए जाते हैं। इसका दूसरा कारण यह है कि प्रातः काल आर्द्रता अधिक पाई जाती है। इस प्रकार, पूर्वी ढाल पर विकिरण का एक भाग वाष्पीकरण की गुप्त उष्मा के रूप में प्रयुक्त हो जाता है, जबकि दोपहर बाद हवा सूखी होने के कारण बहुत कम सौर उष्मा वाष्पीकरण में लगती है। रात्रि में धरातल और फलस्वरूप संलग्न वायु तह भूविकिरण के कारण शीतल होती रहती है। यह शीतल हवा ढाल के नीचे बाहती है। सूक्ष्म जलवायु क्षेत्र में यह रुद्धोष्म प्रक्रम से गर्म नहीं हो पाती और ढाल के तल में एकत्र होती है। इस

प्रकार ढाल का तल समतल क्षेत्र की अपेक्षा अधिक ठंडा और शीर्ष अधिक गर्म होते हैं।

स्थलाकृति का वायु और अवक्षेपण पर प्रभाव—वृहद् जलवायु क्षेत्र में किमी पर्वतीय क्षेत्र का पवनाभिमुखी भाग अधिक वर्षा तथा अनुवर्ती भाग साधारणतः कम वर्षा प्राप्त करता है। पर्वत शृंखलाएँ वायु प्रवाह में पर्वत तरंगे जनित करती हैं।

सूक्ष्म जलवायु क्षेत्र में यदि ढाल वायुगति के समान्तर है, तो जनन प्रभाव तथा यदि लम्बवत् है तो अवरोध प्रभाव उत्पन्न होता है। अवरोध प्रभाव में ढाल के दोनों तरफ वायु गति कम हो जाती है। यह कमी अनुवर्ती भाग में अपेक्षाकृत अधिक होती है, जिसके फलस्वरूप अनुवर्ती ढाल पर छोटी भवरेँ या द्रोणिकाएँ जनिन हो जाया करती हैं। ये द्रोणिकाएँ सामान्यतः अनुवर्ती भाग में अवक्षेपण की मात्रा घटा देती हैं। यही कारण है कि किमी चट्टान, वृक्ष या भवन के अनुवर्ती भाग में तुषारपात का जमाव अपेक्षाकृत अधिक देखा जाता है।

(4) भूमि रक्षता, (roughness)—रूखा भूमि, पर्ण अधिक होने के कारण वायु तहों में विक्षोभ और मिश्रण का प्रभाव जनित करती है। इससे तापमान के चरम मानों में कमी आती है।

(5) भूमि की आर्द्रता—यह सूक्ष्म जलवायु में वाष्पीकरण प्रक्रम को प्रभावित करती है। इसी प्रभाव से निम्नतम वायु तहों में जलवाष्प का आवदन निश्चित किया जा सकता है। दिन में सौर ऊर्जा का एक भाग, वाष्पीकरण की गुप्त उष्मा के रूप में प्रयुक्त हो जाता है। नम और अनाच्छादित भूमि पर अधिकांश सौर ऊर्जा वाष्पीकरण में लग जाती है, जिससे सतह सूखी होने लगती है। वह वाष्पीकरण, निम्नतम तहों के आर्द्रता और तापमान बढ़ने दोनों पर प्रभाव डालता है।

11.82 सूक्ष्म जलवायु पर वनस्पतियों का प्रभाव

वनस्पतियाँ सूक्ष्म जलवायु को प्रभावित करती हैं, जिसके कारण निम्न-लिखित हैं।

(1) वनस्पतियों से आच्छादित सतह का ज्यामितीय आकार तथा भौतिक गुण अनाच्छादित सतह से भिन्न होते हैं। आच्छादित सतह अपेक्षाकृत अधिक लघु तरंगीय सौर उष्मा का शोषण करती है, जबकि दीर्घ तरंगीय भूविकिरण के लिये इसकी शोषण और उत्सर्जन (emission) क्षमता, नगी जमीन से कम पाई जाती है।

(2) वनस्पति युक्त क्षेत्र में टहनी तथा पत्ते आदि असंख्य छोटे-छोटे सतह बनाते हैं, जो उष्मा के शोषण और उत्सर्जन में भाग लेते हैं। यह स्थिति अनाच्छादित भूमि से भिन्न है। ऊँचे वृक्ष निचले तहों का तापमान अधिक बढ़ने में आशिक रूप से रुकावट डालते हैं।

(3) वनस्पतियों से वाष्पोत्सर्जन के कारण आच्छादित क्षेत्रों के सूक्ष्म जलवायु में आर्द्रता अधिक पाई जाती है। इससे गुप्त उष्मा के रूप में कुछ सौर विकिरण का ह्रास तो होता है किन्तु यह उस उष्मा-लाभ को निष्क्रिय नहीं कर पाता जो अधिक अवशोषण करने के कारण वनस्पतियों को प्राप्त होती है।

11.83 (अ) वायु वेग पर प्रभाव

वनस्पतियाँ अपने शिखर की ऊँचाई तक की वायु तहों में हवा की गति कम कर देती हैं। शिखर से ऊपर एकाएक वायुगति में पर्याप्त तेजी पाई जाती है। शिखर से भूमितल तक मंदन की मात्रा निरंतर बढ़ती जाती है।

(ब) तापमान पर प्रभाव

विक्षोभ तथा मिश्रण प्रभाव की कमी के कारण पौधों की विकास सीमा तक, तापमान-परिवर्तन अपेक्षाकृत तीव्र होता है। आच्छादन सतह के ऊपर परिवर्तन धीमा हो जाता है और तापमान सामान्य दर से घटने लगता है। सघन वनस्पतियों में अधिकांश सौर ऊष्मा, वनस्पति सतहों द्वारा शोषित करली जाती है और बहुत कम विकिरण भूमि तक पहुँच पाता है। अतः तापमान उच्चतम (temperature maximum) ऊपर की ओर स्थानान्तरित हो जाता है तथा भूमि एवं वनस्पति के बीच स्थित होता है। जब पौधे छोटे और विरल होते हैं तो तापमान आवृत्त में अनाच्छादित भूमि से बहुत कम भिन्नता पाई जाती है। छोटी वनस्पतियों में रात्रि का निम्नतम तापमान अनाच्छादित भूमि की तरह सतह के पास ही पाया जाता है। किन्तु जब पौधे ऊँचे और सघन होते हैं, तो निम्नतम तापमान की स्थिति ऊपर की ओर उठ जाती है और प्रायः शिखर से थोड़ा नीचे पाई जाती है। इसके कारण निम्नांकित हैं—

(1) वनस्पति सतह के विपरीत होने के कारण, कुछ बहिर्गामी विकिरण ऊपर से तथा कुछ निम्नतर तहों से होता है। इस तरह विकिरण ह्रास रात्रि में शिखर से कुछ नीचे तक की तहों से होता रहता है।

(2) शिखर के पास की हवा ठंडी होकर नीचे अवतलित होती है। किन्तु धरातल पर वनस्पतियों की सघनता प्रायः अधिक होने के कारण भूमितल तक नहीं पहुँच पाती।

सघन वनों में दिन का उच्चतम तापमान शिखर पर पाया जाता है जहाँ से तापमान भूमितल की ओर घटता जाता है। रात्रि में वन भूमि प्रायः आसपास के खुले क्षेत्र से अधिक उष्ण होती है। तापमान का यह अंतर कभी-कभी एक कम-जोर सा वायुप्रवाह जनित कर देता है जो थल और वन समीर के नाम से जाने जा सकते हैं। इस प्रवाह के अन्तर्गत दिन में वन से, जिसका तापमान कम होता है, हवा अनाच्छादित भूमि की ओर बहती है। रात्रि में प्रवाह इसके विपरीत होता है।

(स) आर्द्रता तथा वाष्पीकरण पर प्रभाव

स्वाभाविकतः वनस्पतियुक्त भूमि से वाष्पीकरण अनाच्छादित भूमि की अपेक्षा अधिक होता है। यही वाष्पीकरण वनों में दिन का तापमान मृदु बनाता है। इसका कारण यह है कि वनस्पतियाँ वाष्पोत्सर्जन प्रक्रम द्वारा सदा वायुमण्डल में वाष्प जनित करती रहती हैं, जबकि अनाच्छादित भूमि के शुष्क हो जाने के बाद वाष्पीकरण बन्द हो जाता है। प्रत्येक पत्ती वाष्पोत्सर्जन की एक सतह होती है, अतः आच्छादित क्षेत्रों में वाष्पीकरण के सतह का क्षेत्रफल भी अधिक होता है। वनों की अधिक आर्द्रता का एक कारण यह भी है कि वायु गति में अवरोध उत्पन्न हो जाने से हवा स्थित नमी भी रुक जाती है।

जलवायु का वर्गीकरण

(Classification of Climate)

12.10 मौसम और जलवायु (Weather and Climate)

एक निश्चित समय पर किसी स्थान या क्षेत्र में वायु दाब, तापमान, आर्द्रता, हवा, वर्षा और मेघाच्छन्नता (cloudiness) आदि तत्वों का संयुक्त प्रभाव उम्र स्थान का मौसम कहलाता है। ज्ञात या अज्ञात कारणों से मौसम में परिवर्तन होते रहते हैं, जो बहुधा अनियमित होते हैं। इन परिवर्तनों का अध्ययन समकालीन मौसम विज्ञान (Synoptic Meteorology) में किया जाता है।

अनियमित मौसम परिवर्तनों के बावजूद, किसी स्थान के लिए एक सामान्य मौसम दशा (Average weather condition) निर्धारित की जा सकती है। यह सामान्य दशा एक लम्बी अवधि, (साधारणतः 20 से 50 वर्ष) के मौसम तत्वों के औसतीकरण द्वारा निश्चित की जाती है, इसे उस स्थान का जलवायु कहते हैं।

जलवायु निर्धारण में अत्यधिक लम्बी अवधि के मौसम आकड़ों का औसतीकरण भी अनुपयुक्त है, क्योंकि किसी स्थान का जलवायु सदा स्थिर रहने वाली अवस्था नहीं है। इसमें समय के साथ उच्चावच (fluctuation) होते रहते हैं।

किसी एक तत्व के माध्य (average) द्वारा ही जलवायु निर्धारण पूरा नहीं हो जाता, बल्कि सभी मौसम तत्वों के मध्यमानों का संयुक्तीकरण ही जलवायु निर्धारण पूरी तरह निश्चित करता है। उदाहरण के लिए, यदि केवल तापमान पर ही विचार किया जाय, तो बोरटन और एडिनबर्ग जो क्रमशः 9.3°C और 8.8°C का औसत वार्षिक तापमान रखते हैं, समान जलवायु वाले क्षेत्र प्रतीत होते हैं। किन्तु वास्तव में बोस्टन अधिक गर्मी (सबसे गर्म महीने का तापमान $= 28^{\circ}\text{C}$) और अधिक सर्दी (सबसे ठंडे महीने का तापमान $= -2.7^{\circ}\text{C}$) का क्षेत्र है, जबकि एडिनबर्ग इसकी अपेक्षा समशीतोष्ण है, जहाँ सबसे गर्म महीने का तापमान 15°C तथा सबसे ठंडे महीने का तापमान 4°C पाया जाता है। अतः तापमान समान होते हुए भी तापमान परिसर (range) में भिन्नता के कारण दोनों स्थानों के जलवायु में बहुत अन्तर हो गया।

एक उदाहरण और देखिए। सारणी (12.1) काहिरा (मिश्र) और गैल वेस्टन (टेक्सास) के तापमान तथा तापमान परिसर में इतनी समता होते हुए भी

वार्षिक वर्षा के आंकड़ों में इतना अन्तर है कि दोनों नगरों के जलवायु में बहुत भिन्नता आ जाती है। काहिरा शुष्क (arid) तथा गैलवेस्टन नम (humid) जलवायु की श्रेणी आता है।

सारणी 12.1

स्थान	तापमान °C						वार्षिक वर्षा (सेमी)
	जनवरी	अप्रैल	जुलाई	अक्टूबर	वार्षिक	परिसर	
काहिरा	11.5	19.8	27.2	22.1	20.1	15.7	3.3
गैलवेस्टन	12.0	20.3	28.3	22.3	20.8	16.3	117.1

12.11 किसी स्थान के जलवायु के निर्धारण में अनेक तत्व सम्मिलित किए जाते हैं, जिनकी प्रकृति अत्यधिक चर (variable) होती है। अतः किन्हीं दो स्थानों के जलवायु का पूर्ण रूप से सर्वसम (identical) होना असंभव है।

विभिन्न जलवायु प्रकारों की इस भारी संख्या को देखते हुए अध्ययन की सुविधा के लिए, इनका लगभग समान समूहों से वर्गीकरण करना आवश्यक हो जाता है।

12.20 जलवायु का ज्योतिषीय (Astronomical) वर्गीकरण

क्योंकि पृथ्वी पर पड़ने वाली सौर विकिरणों की मात्रा अक्षांशों के साथ बदलती है और तापमान बहुत कुछ इन विकिरणों पर निर्भर करता है, अतः ज्योतिषीय आधार पर जलवायु विभाजन के तर्कोंचित् कारण हैं। इस आधार पर पूरी पृथ्वी 5 जलवायु क्षेत्रों में बाँटी गई है।

(1) उष्ण कटिबंध या टॉरिड (Torrid) क्षेत्र

यह क्षेत्र $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ. से $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द. के मध्य का भू-भाग है। इन्हीं अक्षांशों के मध्य सूर्य वर्ष भर भ्रमण करता है। 21 मार्च को विषुव रेखा पार कर गर्मियों में सूर्य उत्तर की ओर बढ़ता जाता है तथा 23 जून को $23\frac{1}{2}^{\circ}$ उ. पर सीधा चमकता है, जो उत्तरी गोलार्द्ध में विषुव रेखा से सूर्य की अधिकतम दूरी की स्थिति है। तत्पश्चात् सूर्य लौटता है और 21 सितम्बर को विषुव रेखा पार कर दक्षिणी गोलार्द्ध में स्थानान्तरित हो जाता है। इस गोलार्द्ध में यह $23\frac{1}{2}^{\circ}$ द. तक की यात्रा 21 दिसम्बर को पूरी करने के बाद पुनः वापिस आता है। इस प्रकार विषुव रेखा से सूर्य की अधिकतम दूरियों के बीच का क्षेत्र उष्ण कटिबंध है।

इस क्षेत्र के प्रत्येक स्थान पर सूर्य वर्ष में दो बार दोपहर को तम्बवन अर्थात् शून्य दिकपात (declination) पर चमकता है। कहीं भी दोपहर के समय सूर्य की ऊँचाई 43° से कम नहीं होती तथा प्रकाश की अवधि $10\frac{1}{2}$ घण्टे से कम

नहीं होती। फलस्वरूप तापमान की ऋतु विभिन्नता बहुत कम हो जाती है और तापमान वर्ष भर में दो उच्चतम और दो निम्नतम स्थापित करने की प्रवृत्ति रखता है।

(0 - 23½° उ.) भाग उत्तरी उष्ण कटिबन्ध तथा (0 - 23½° द.) भाग दक्षिणी उष्ण कटिबन्ध कहलाता है।

(2) मध्य क्षेत्र या शीतोष्ण कटिबन्ध (Temperate Zone)

कर्क रेखा (23½° उ.) से आर्कटिक अक्षांश (66½° उ.) तथा मकर रेखा (23½° द.) से एन्टार्कटिक अक्षांश (66½° द.) के बीच के भू-भाग क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी शीतोष्ण क्षेत्र कहलाते हैं।

शीतोष्ण क्षेत्रों की सीमाओं को अर्थात् आर्कटिक और एन्टार्कटिक अक्षांशों पर सबसे छोटे दिन को सूर्य क्षितिज पर केवल कुछ क्षणों के लिए दिखाई देता है।

(3) ध्रुवीय क्षेत्र (Polar Zone)

शीतोष्ण क्षेत्र की सीमाओं के आगे वे क्षेत्र आते हैं जहाँ सूर्य प्रतिदिन नहीं चमकता। 24 घण्टे से ज्यादा अवधि के दिन और रात आरंभ हो जाते हैं। यह अवधि अक्षांशों के साथ बढ़ती जाती है। ये क्षेत्र क्रमशः उत्तरी और दक्षिणी ध्रुव क्षेत्र कहलाते हैं।

इस क्षेत्र को इतनी कम उष्मा मिलती है कि जो वनस्पतियों के लिए बहुधा अपर्याप्त होती है।

12.21 ज्योतिषीय वर्गीकरण का आधार केवल एक तत्व, अक्षांश (या सूर्य की ऊँचाई) है। अन्य आवश्यक तत्वों के समावेश से जलवायु सम्बन्धी जो तथ्य प्रकट होते हैं, उनसे यह आवश्यक हो जाता है कि ज्योतिषीय ऋतुओं और जलवायु वर्गीकरण की विचारधारा को संशोधित किया जाए तथा विभिन्न जलवायु क्षेत्रों की सीमाओं में भी तथ्यों के अनुरूप परिवर्तन किया जाय। जलवायु उत्पन्न करने वाले भौतिक कारणों को आधार मानकर, जलवायु का वर्गीकरण किया जा सकता है किन्तु इसमें मौसम तत्वों की समानता पर भी ध्यान देना आवश्यक होगा। बिना मौसम तत्वों के समावेश के, वर्गीकरण पूर्णतः जननिक (जेनेटिकल) होगा, जिसमें यह सम्भावना रहेगी कि एक ही समूह में विभिन्न जलवायु क्षेत्र शामिल हो जाएँ। जैसे—यदि मानसून उत्पत्ति के भौतिक कारणों के आधार पर एक वर्ग बनाया जाए, तो उसमें भारत के बहुत से भाग के साथ, एशियाई द्वीपों के अन्य पूर्वोत्तर भी आ जाएँगे जबकि कारणों से समानता होते हुए भी इन क्षेत्रों की वास्तविक जलवायु परस्पर भिन्न है।

जलवायु वर्गीकरण में तापमान और वर्षा सबसे अधिक महत्वपूर्ण तत्व हैं। वनस्पतियों की उत्पत्ति और वृद्धि, जो ससार भर की अर्थव्यवस्था का आधार है, इन्हीं पर निर्भर करती है। इसके अलावा सम्पूर्ण कार्बनिक और अकार्बनिक जगत पर तापमान और जल प्रमुख (डोमिनेंटिंग) प्रभाव रखते हैं।

एक विशेष बात यह भी है कि सारे ग्लोब के लिए तापमान और अवक्षेपण के आंकड़े जिस बहुलता से उपलब्ध हैं, उतने आंकड़े और तथ्य अन्य किसी मौसम तत्वों के बारे में उपलब्ध नहीं हैं। अन्य तत्व, जैसे वाष्पीकरण, आर्द्रता, विकिरण, वायु-प्रवाह, दाब आदि भी जलवायु के लिए महत्व रखते हैं, परन्तु केवल तापमान और वर्षा के सम्मिलित आधार पर ऐसी सीमाएँ निर्धारित की जा सकती हैं कि एक वर्ग में एक समान जलवायुविक प्रभाव दिखाई दे जो दूसरे वर्गों के जलवायु से भिन्न हो। वास्तव में तापमान और वर्षा के उचित संयोजन में अन्य तत्वों का आवटन गुप्त रूप से स्वतः सम्मिलित हो जाता है।

इसके लिए वनस्पति जगत के निम्नांकित विशेष तथ्यों को विचार में रखना आवश्यक है।

(1) पौधों के जीवन के लिए यह आवश्यक है कि वर्षा का कोई भाग काफी उष्ण हो। साइबेरिया के याकुटस्क स्थान पर जहाँ वार्षिक तापमान -10.4°C है, जंगल उगते हैं तथा कुछ फसलें भी होती हैं, जबकि ग्रीनलैंड के पूर्वी तट पर स्थित एन्गमैगसालिक नामक स्थान पर, जिसका वार्षिक तापमान -2.2°C (याकुटस्क से अधिक) है, कोई वनस्पति नहीं उगती। इसका कारण यह है कि याकुटस्क के सर्वाधिक गर्मी के महीने का तापमान 19°C है, जबकि एन्गमैगसालिक के किसी भी महीने का तापमान औसतन 6°C से नहीं बढ़ पाता है। अतः वार्षिक तापमान की अपेक्षा सर्वाधिक ग्रीष्म और शीत महीनों के तापमान पर विचार करना वनस्पति विकास के लिए अधिक आवश्यक है।

विशेष तौर पर उच्च अक्षांशों में वनस्पति युक्त और वनस्पति विहीन क्षेत्रों के बीच सीमा-निर्धारण सबसे गर्म महीने के निम्नतम तापमान, द्वारा की जा सकती है। कोपेन ने यह तापमान 10°C निश्चित किया है। अर्थात् वे क्षेत्र जहाँ सबसे गर्म महीने में भी तापमान 10°C से ऊपर नहीं आ पाता, वनस्पति विहीन ध्रुवीय क्षेत्र होंगे। ध्रुवीय भागों के वनस्पति युक्त क्षेत्रों को कोपेन ने तुपार वन जलवायु (Snow Forest Climate) कहा है। इसी प्रकार, उष्ण कटिबन्धीय और मध्य अक्षांशों के बीच सीमा-निर्धारण के लिए सबसे सर्द महीने का अधिकतम तापमान उपयोगी हो सकता है। कोपेन के अनुसार, यह तापमान 18°C है। अतः उच्च अक्षांशों में पौधों की प्रगति के लिए ग्रीष्म उष्मा अधिक महत्वपूर्ण है। सर्दियों के दिन ये पौधे सुप्तावस्था (हाइबरनेशन) में गुजार देते हैं।

(2) किसी स्थान पर वनस्पतियों के लिए वर्षा की कितनी मात्रा पर्याप्त है, यह वहाँ के तापमान पर निर्भर करती है। अधिक गर्म स्थानों पर अधिक वर्षा की आवश्यकता होगी क्योंकि अधिक वाष्पीकरण के कारण वर्षा का बहुत कम भाग ही वनस्पतियों के लिए उपलब्ध हो पाता है। सहारा रेगिस्तान के कुछ भागों में 20 से 30 सेमी तक वार्षिक वर्षा हो जाती है। इतनी ही वर्षा पूर्वी साइबेरिया को वनस्पतियों से भरपूर रखती है।

यदि सर्दियों का तापमान हिमांक से कम है, तो थोड़ा तुपारपात भी वनस्पतियों को जीवित रख सकता है, क्योंकि तुपार जमता जाता है और फिर बसन्त के बाद पिघल कर पौधों के काम आता है।

12.22 सी. डब्ल्यू थान्थर्वेट के शब्दों में “जलवायु वर्गीकरण का उद्देश्य विभिन्न जलवायु प्रकारों का वास्तविक क्रियाशील तत्वों के सन्दर्भ में सुस्पष्ट विवरण प्रदान करता है। वर्गीकरण की स्कीम न सिर्फ इन प्रकारों की भिन्नता दर्शित कर वल्कि जहाँ तक संभव हो इन प्रकारों के आपसी संबंध भी स्पष्ट करदे। स्कीम स्वयं इतनी पर्याप्त हो कि वह सारे ससार के जलवायु को अंकित (paint out) करने में समर्थ हो”।

वास्तविक क्रियाशील तत्वों का चुनाव इस बात पर निर्भर करता है कि वर्गीकरण किस प्रयोजन से किया जा रहा है। एक कृषि विशेषज्ञ की प्रणाली तापमान और वर्षा के आंकड़ों पर आधारित हो सकती है, जबकि वैमानिक (aviation) आवश्यकताओं के लिए किए गए वर्गीकरण में वायुप्रवाह, घाटल और दृश्यता (visibility) सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्व हैं।

12.30 कोपेन का वर्गीकरण

जर्मन जीव वैज्ञानिक व्लादीमीर कोपेन (1846-1940), जिसने अपना अधिकांश जीवन, जलवायु के अध्ययन में बिताया, ने जलवायु और वनस्पति के संबंधों के आधार पर, जलवायु वर्गीकरण की योजना तैयार की। इसके लिए उसने फ्रांसीसी वनस्पति वैज्ञानिक डी कडोल द्वारा तैयार लिए गए भू-वनस्पति मानचित्र के जरिये सन् 1900 में अपनी स्कीम प्रस्तुत की, जिसे तापमान और वर्षा के महत्व पर और अधिक बल देकर सन् 1918 में स्वयं संशोधित किया। तब से अनेक जलवायु वैज्ञानिकों और भूगोल शास्त्रियों ने आवश्यकतानुसार इसमें अनेक संशोधन किए हैं। विशेषकर जर्मन जलवायु विशेषज्ञ आर जोजर ने कोपेन के साथ मिलकर इसमें मूलभूत परिवर्तन तथा परिवर्धन किया।

12.31 कोपेन ने सारे ससार को 5 जलवायु समूहों, A, B, C, D, और E में बांटा है, जिनका तात्पर्य निम्नांकित है—

A—उष्ण कटिबन्धीय नम (या वन) जलवायु ✓

B—शुष्क जलवायु

C—शीतोष्ण नम जलवायु ✓

D—तुपार वन जलवायु ✓

E—ध्रुवीय या तुपार जलवायु

12.32 नम जलवायु (Humid Climate)

इनमें से प्रत्येक समूह में जलवायु के कई प्रकार सम्मिलित हैं, जैसे—नम जलवायु समूह A, C और D के कुछ क्षेत्रों में वर्षा, वर्ष भर होती है, कुछ में सर्दियाँ सूखी रहती हैं और कुछ में गर्मियाँ। इस प्रकार A, C और D में प्रत्येक समूह निम्नांकित तीन प्रकारों में बांटा गया है—

f—वे भाग जहाँ शुष्क काल अनुपस्थित हो, (वर्ष भर वर्षा वाले क्षेत्र)

s—वे भाग जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो (जहाँ वर्षा केवल सर्दियों में हो)

w—वे भाग जहाँ सर्दियाँ शुष्क हों (जहाँ वर्षा केवल गर्मियों में हो)

इस तरह 9 जलवायु प्रकार प्राप्त हुए—*Af, As, Aw; Cf, Cs, Cw; Df, Ds, Dw*; जहाँ *Af, Cf* और *Df* क्रमशः उष्ण कटिबन्ध (A), मध्य अक्षांशों (C) और तुषार वन जलवायु (D) के उन भागों को व्यक्त करते हैं, जहाँ वर्षा का कोई भी काल शुष्क नहीं है, अर्थात् जो वर्ष भर वर्षा प्राप्त करते हैं।

इसी प्रकार *As, Cs* और *Ds* क्रमशः A, C और D जलवायु क्षेत्रों के वे भाग हैं, जहाँ गर्मियाँ शुष्क हो और मारी वर्षा सर्दियों में ही होती हो। सैद्धान्तिक रूप से कोपेन ने इन तीनों प्रकारों को वर्गीकरण के श्रेणी में रखा है किन्तु वास्तविकता यह है कि *As* और *Ds* प्रकार की जलवायु के क्षेत्र पृथ्वी पर नगण्य हैं। उष्ण कटिबन्धों और उच्च अक्षांशों में अधिक तापमान के कारण, गर्मियों में ही नमी अधिक होती है। अतः इन क्षेत्रों में वर्षा अगर होती है तो गर्मियों में ही।

Aw, Cw और *Dw* क्रमशः A, C और D जलवायु क्षेत्रों के वे स्थान हैं, जहाँ सर्दियाँ सूखी और गर्मियाँ काफी नम रहती हैं।

उपर्युक्त सभी जलवायु प्रकार, वर्ष भर में यथेष्ट अवक्षेपण प्राप्त करते हैं और वनस्पति तथा वनों से भरपूर हैं, A, C और D को वृक्ष जलवायु (tree climate) से भी सम्बोधित किया जा सकता है, क्योंकि इन्हीं जलवायुओं में ऊँचे वृक्षों को उगने और बढ़ने के लिए पर्याप्त सुविधा प्राप्त होती है।

12.33—शुष्क जलवायु समूह (B) को, शुष्कता की मात्रा के आधार पर दो प्रकारों में बाटा गया है—S और W :

S—उस जलवायु को व्यक्त करता है, जहाँ कम से कम इतनी वर्षा हो जाती है कि घास या स्टेपी (steppe) वनस्पतियाँ उग सकें।

W—विल्कुल रेगिस्तानी जलवायु को व्यक्त करता हुए, जहाँ वर्षा का नितान्त अभाव रहता है।

इस तरह जलवायु प्रकार BS और BW क्रमशः अर्द्धशुष्क या स्टेपी और रेगिस्तानी जलवायु के संकेत हैं।

12.34 ध्रुवीय जलवायु (Polar Climate)

ध्रुवीय गीत जलवायु (E); T और F प्रकारों में बाटा गया है, जो क्रमशः टुन्ड्रा वनस्पति तथा स्थायी तुषार (frost) युक्त जलवायु व्यक्त करते हैं। ET जलवायु वाले क्षेत्रों में टुन्ड्रा वनस्पतियाँ उगने योग्य सुविधा प्राप्त करती हैं, जबकि EF जलवायु वाले क्षेत्र वर्ष भर घने तुषार के नीचे दबे रहते हैं।

12.35 A से E तक 5 वर्गों में जलवायु को बाटने की धारणा ज्योतिषीय वर्गीकरण से ही ली गई प्रतीत होती है। इन वर्गों में पड़ने वाले क्षेत्र भी ज्योतिषीय वर्गीकरण के क्षेत्रों से बहुत कुछ समता रखते हैं। अन्तर केवल यह है कि कोपेन का

वर्गीकरण तापमान और वर्षा-दोनों तत्वों पर आधारित है, जबकि ज्योतिषीय वर्गीकरण में केवल तापमान को आधार माना गया है। इसके अलावा कोपेन का वर्गीकरण विशेष महत्वपूर्ण इसलिए है कि इसमें तापमान और वर्षा के आंकिक मानों द्वारा विभिन्न जलवायु समूहों की निश्चित सीमा निर्धारित कर दी गई है। ये मान मुख्य रूप से इस बात पर निर्भर करते हैं कि ये दोनों मौसम तत्व वनस्पतियों के विकास को किस प्रकार प्रभावित करते हैं।

12.40 जलवायु समूहों का सीमांकन

(1) उष्ण कटिबन्धीय वन जलवायु (A)

जलवायु प्रकार A तीन समूहों में विभक्त है, Af, As और Aw।

इन तीनों के लिए तापमान की सीमा यह है कि सबसे सर्द महीने का औसत तापमान 18°C या इससे अधिक हो।

इसके साथ यदि शुष्कतम महीने की वर्षा कम से कम 6 सेमी हो, तो जलवायु Af (वर्ष भर वर्षा वाले उष्ण कटिबन्धीय वन जलवायु) होगी। यदि ऐसा नहीं है, तो जलवायु As या Aw होगा। As वह जलवायु है, जिसमें शुष्क महीने (6 सेमी से कम वर्षा वाले) गर्मियों में हो तथा Aw वह जलवायु है, जिसमें शुष्क महीने सदियों में पड़ते हो। As (गुष्क गर्मियों वाली उष्ण कटिबन्धीय वन जलवायु) संसार के बहुत ही कम क्षेत्रों में मिलती है, क्योंकि दोनों ही गोलार्द्धों में उष्ण कटिबन्ध के प्रायः सभी क्षेत्र गर्मी में अपनी अधिकतम वर्षा प्राप्त करते हैं।

अतः स्पष्ट है कि यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से कम है, तो जलवायु प्रायः Aw होगी।

12.41 उष्ण कटिबन्धों में कुछ क्षेत्र ऐसे हैं, जहाँ वर्षा का एक बड़ा भाग शुष्क रहता है या बहुत कम वर्षा प्राप्त करता है। लेकिन कुछ महीने, जिन्हें मानसून ऋतु कहते हैं, इतनी अधिक वर्षा देते हैं कि वनों के विकास के लिए पृथ्वी की सतह को शुष्क महीनों में भी पर्याप्त नमी मिलती रहती है। 6 सेमी की सीमा सन्तुष्ट न करने के कारण, ये क्षेत्र Af जलवायु में नहीं आते। इसके अलावा नमी के दृष्टिकोण से इनकी स्थिति Aw जलवायु से अच्छी रहती है। वास्तव में इन क्षेत्रों की जलवायु Af और Aw के मध्य की स्थिति रखती है। अतः इसे एक नया नाम उष्ण कटिबन्धीय मानसून जलवायु (Am) दिया गया है।

Am और Aw के बीच आंकिक सीमा निम्नांकित प्रकार से दी गई है —

यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से कम किन्तु $\left(10 - \frac{r}{25}\right)$ सेमी के बराबर

या अधिक हो, तो जलवायु Am होगा। यदि शुष्कतम महीने की वर्षा $\left(10 - \frac{r}{25}\right)$

सेमी से कम हो तो जलवायु Aw होगा। यहां f सेमी में औसत वार्षिक वर्षा का मान है।

उदाहरण के लिए, यदि किसी स्थान की वार्षिक वर्षा 175 सेमी हो तो,
 $10 - \frac{f}{25} = 3$. यदि उस स्थान के शुष्कतम महीने की वर्षा 3 सेमी या अधिक (किन्तु 6 सेमी से कम) है, तो जलवायु Aw होगा। यदि शुष्कतम महीने की वर्षा 3 सेमी से कम है, तो जलवायु Aw होगा।

12.42 संक्षिप्त-विवरण

संकेत	सीमा
(i)	(ii)
A	सबसे सर्द महीने का औसत तापमान $\geq 18^{\circ}\text{C}$
f	शुष्कतम महीने की वर्षा (a सेमी) ≥ 6
m	$10 - f/25 \leq a < 6$
w	$a < 10 - \frac{f}{25}$

(2) शुष्क जलवायु (B)

वनस्पतियों के लिए प्रभावकारी नमी की मात्रा केवल वर्षा की मात्रा पर ही नहीं, बल्कि उस स्थान के वाष्पीकरण और वाष्पोत्सर्जन पर भी निर्भर करती है। वाष्पीकरण और वाष्पोत्सर्जन के आँकड़े अभी बहुत कम उपलब्ध हैं। लेकिन तापमान और अवक्षेपण के समुचित सन्तुलन से इस बात का अनुमान लगाया जा सकता है कि कितने तापमान पर वर्षा की कितनी मात्रा वनस्पतियों के लिए आवश्यक होगी। इसी सन्तुलन के आधार पर कोपेन ने शुष्क और नम जलवायु के बीच सीमांकन करने के लिए समीकरण स्थापित किया है। यह समीकरण इस प्रकार है:—

$$f = 2(t + 7) \quad \dots(i)$$

जहाँ f औसत वार्षिक वर्षा (सेमी) और t औसत वार्षिक तापमान ($^{\circ}\text{C}$) है।

यदि किसी स्थान को वास्तविक वार्षिक वर्षा (f_a), समीकरण द्वारा प्राप्त की गई मात्रा f अर्थात् $2(t + 7)$ से कम है तो, उस स्थान का जलवायु शुष्क (B) कहलाएगा।

यदि $f_a \geq f$, तो जलवायु नम जलवायु (A, C या D) होगा। कोपेन के अनुसार, वास्तविक वर्षा f_a यदि f से कम हो जाए, तो वह वनों को घनाए रखने के लिए पर्याप्त नहीं होगी और वनस्पतियाँ स्टेपी प्रकार की होने लगेंगी।

समीकरण (i) से स्पष्ट है कि गर्म स्थानों पर नम जलवायु होने के लिए अधिक वर्षा की आवश्यकता होगी।

उन्हीं स्थानों के लिए लागू हो सकेगा, जहाँ 6 गर्म (अप्रैल-सितंबर, उत्तरी गोलार्द्ध में) तथा 6 सर्द (अक्टूबर से मार्च, उत्तरी गोलार्द्ध में) महीनों की वर्षा, कुल वार्षिक वर्षा के 70% से अधिक न हो।

यदि गर्मियों की वर्षा अधिक होगी, तो वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन भी अधिक होगा। अतः नम्र और शुष्क जलवायु के बीच वर्षा की सीमा बढ़ जाएगी। सर्दियों में अधिक वर्षा प्राप्त करने वाले क्षेत्रों में अपेक्षाकृत वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन द्वारा कम जल ह्रास होता है। अतः इन स्थानों के लिए सीमा घट जाएगी।

इन दोनों स्थितियों के लिए कोपेन ने अलग-अलग समीकरण दिए हैं।

(1) यदि 70% से अधिक वर्षा 6 गर्मियों के महीनों में होती है तो

$$r = 2 (t + 14) \quad \dots(ii)$$

अर्थात् यदि वास्तविक वर्षा, $2 (t + 14)$ सेमी से कम है, तो जलवायु शुष्क होगा।

(2) यदि 70% से अधिक वर्षा 6 सर्दियों के महीनों में होती है तो,

$$r = 2 (t + 1) \quad \dots(iii)$$

अर्थात् यदि वास्तविक वार्षिक वर्षा, $2 (t + 1)$ सेमी से कम है, तो उस स्थान का जलवायु शुष्क कहलाएगा।

समीकरण (1) और (2) से स्पष्ट है कि गर्मियों में अधिकतम वर्षा वाले क्षेत्रों में जलवायु शुष्क न होने के लिए, राम वर्षा वितरण वाले क्षेत्रों की अपेक्षा 14 सेमी वर्षा की आवश्यकता अधिक होगी। इसी प्रकार, समीकरण (1) और (iii) से सर्दियों में अधिक वर्षा वाले क्षेत्रों में, जलवायु शुष्क न होने के लिए सम वर्षा वितरण वाले क्षेत्रों की अपेक्षा 12 सेमी वर्षा कम चाहिए।

12.43 शुष्क जलवायु दो समूहों में बाटा गया है, BS (स्टेपी जलवायु) और BW (रेगिस्तानी जलवायु)। BS वह जलवायु है, जिसमें वार्षिक वर्षा r से कम हो,

किन्तु $\frac{r}{2}$ से अधिक हो। BW, वह जलवायु है, जिसमें वार्षिक वर्षा $\frac{r}{2}$ या

उससे कम हो। यहाँ r परिस्थितियों के अनुसार (i) (ii) या (iii) द्वारा ज्ञात किया गया मान है।

12.44 उदाहरण : किसी स्थान की औसत वार्षिक वर्षा यदि 25 सेमी¹ और औसत वार्षिक तापमान 20°C हो तो उसका जलवायु निर्धारित कीजिए—

(1) यदि वर्षा वर्ष पर समान रूप से वितरित हो, तो

$$\begin{aligned} r &= 2 (t + 7) \\ &= 2 (20 + 7) \\ &= 54 \end{aligned}$$

$$\therefore \frac{r}{2} = 27$$

स्पष्ट है कि $r_a < \frac{r}{2}$

अतः उस स्थान का जलवायु 'BW' है।

(2) यदि स्थान की अधिकतम वर्षा गर्मियों में हो, तो

$$r = 2(t + 14)$$

$$= 2(20 + 14) = 68$$

$$\therefore \frac{r}{2} = 34$$

$$\text{पुनः } r_a < \frac{r}{2}$$

अतः जलवायु 'BW' है।

(3) यदि अधिकतम वर्षा सर्दियों में होती हो, तो

$$r = 2(t + 1)$$

$$= 2(20 + 1) = 42$$

$$\therefore \frac{r}{2} = 21$$

स्पष्टतः $r_a > \frac{r}{2}$ तथा $r_a < r$

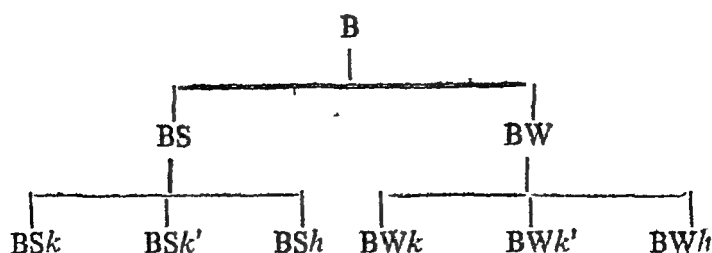
अतः इस स्थिति में जलवायु 'BS' हुआ।

12.45 सशोधित कोपेन-वर्गीकरण में तापमान के दृष्टिकोण से भी शुष्क जलवायु को दो भागों में बाटा गया है।

(1) शीत शुष्क जलवायु—जिसमें औसत वार्षिक तापमान 18°C से कम हो। इसे संकेत k द्वारा प्रदर्शित किया जाता है। यदि शुष्क जलवायु ऐसा हो कि सबसे गर्म महीने का तापमान भी 18°C में कम हो, तो उसके लिए संकेत k' लिखा जाता है।

(2) उष्ण शुष्क जलवायु—जिसमें औसत वार्षिक तापमान 18°C से अधिक हो। इसे साधारणतः संकेत k द्वारा प्रदर्शित करते हैं।

इस प्रकार शुष्क जलवायु को इन समूहों में बाटा गया है :—



12.46 संक्षिप्त विवरण

संकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
B			(i) $r_s < 2(t + 7)$; यदि गर्म 6 और सर्द 6 महीनों की वर्षा कुल वार्षिक वर्षा के 70% से कम हो। (ii) $r_s < 2(t + 14)$, यदि गर्म 6 महीनों की वर्षा 70% से अधिक हो। (iii) $r_s < 2(t + 1)$; यदि शीतकालीन 6 महीनों की वर्षा 70% से अधिक हो। यदि वार्षिक वर्षा शुष्क जलवायु की ऊपरी सीमा के आगे के बराबर या कम हो। वार्षिक वर्षा ऊपरी सीमा से कम हो लेकिन उसके आगे से अधिक हो। h $t > 18^\circ\text{C}$ k $t < 18^\circ\text{C}$ k' सबसे गर्म महीने का तापमान $< 18^\circ\text{C}$

(3) मध्य अक्षांशीय उष्ण नम जलवायु (C)

नम जलवायु 'C' अन्य नम जलवायु A और D से सबसे सर्द महीने के औसत तापमान द्वारा पहचाना जाता है। जलवायु 'C' में यह तापमान 18°C से कम लेकिन -30°C के बराबर या अधिक होता है। कोपेन के अध्ययन के अनुसार -30°C के औसत तापमान पर धरती पर्याप्त समय तक हिम तहों से ढकी रह सकती है। यह सीमा उन्होंने C और D जलवायु के लिए निर्धारित की है। इसके अलावा यह आवश्यक है कि 'C' जलवायु में उष्णतम महीने का तापमान 10°C से अधिक हो। यह सीमा C और D जलवायु को E से अलग करने के लिए निश्चित की गई है।

जैसा कि उद्धृत किया जा चुका है वर्ष के शुष्क पवधि के आधार पर जलवायु 'C' को तीन भागों में बाटा गया है।

- Cs—जहाँ गर्मियाँ शुष्क हों, और अधिकांश वर्षा सर्दियों में होती हो।
- Cw—जहाँ सर्दियाँ शुष्क हों और अधिकांश वर्षा गर्मियों में होती हो।

(iii) *Cf*—वह जलवायु जिसमें वर्ष का कोई भी भाग शुष्क न हो ।

इन तीनों को अलग करने के लिए *A* जलवायु में निर्धारित 6 सेमी वर्षा की सीमा उपयुक्त नहीं है । *A* जलवायु वाले क्षेत्रों (निम्न अक्षांशों) में सभी ऋतुओं में तापमान परिसर (रेज) बहुत कम होने के कारण नगण्य समझा जा सकता है, किन्तु मध्य अक्षांशों में जहाँ '*C*' जलवायु प्रभावकारी है, यह परिसर इतना अधिक है कि '*C*' जलवायु को शुष्क जलवायु से अलग रखने के लिए विभिन्न ऋतुओं के लिए अलग-अलग सीमा निर्धारित करने की आवश्यकता है । ये सीमायें इस प्रकार दी गई हैं ।

(1) *Cs*—वह जलवायु है, जिसमें शुष्कतम महीने (गर्मियों में) की वर्षा सर्वाधिक नम महीने (सर्दियों में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो । इस शुष्कतम महीने की वर्षा की मात्रा भी 3 सेमी या कम होनी चाहिए । *Cs* जलवायु के लिए 3 सेमी की सीमा की आवश्यकता इसलिए पड़ी की उत्तरी और दक्षिणी अमेरिका के मध्य अक्षांशों में पड़ने वाले पश्चिमी तट के कुछ स्थान, सर्दियों में अधिकतम वर्षा तो प्राप्त करते हैं लेकिन वहाँ गर्मियाँ भी इतनी शुष्क नहीं होती कि उन्हें *Cs* जलवायु के अन्तर्गत रखा जा सके । अतः गर्मियों के शुष्कतम महीने के लिए 3 सेमी वर्षा की एक अतिरिक्त सीमा निर्धारित की गई है ।

(2) *Cw*—इसमें शुष्कतम महीने (सर्दियों में) की वर्षा, सर्वाधिक नम महीने (गर्मियों में) की वर्षा के 1/10 से कम होनी चाहिये ।

(3) *Cf*—यदि चरम महीनों की वर्षा का अन्तर उपर्युक्त सीमाओं से कम है, तो जलवायु *Cf* होगा ।

(4) मध्य अक्षांशीय अमेरिका के पश्चिमी तट के ऐसे स्थान, जहाँ शुष्क गर्मियों में सबसे सूखे महीने की वर्षा 3 सेमी से अधिक हो, किन्तु सबसे नम महीने की वर्षा के एक तिहाई से कम होती हो, जिस जलवायु के अन्तर्गत आते हैं उसे *Cfs* का नाम दिया गया है । इसका तात्पर्य यह है कि इन स्थानों पर गर्मियाँ शुष्क तो हैं पर अपेक्षाकृत अधिक शुष्क नहीं ।

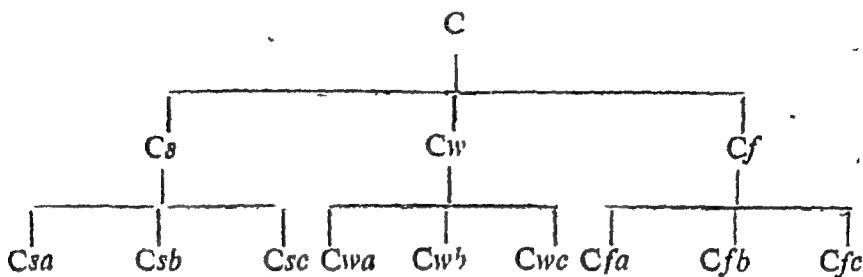
12.47 '*C*' जलवायु के उपर्युक्त उपवर्ग वर्षा के आधार पर किए गए हैं । तापमान के आधार पर भी इस जलवायु को कई समूहों में विभक्त किया जा सकता है । सबसे गर्म और सबसे सर्द महीनों के औसत तापमान की सीमाएँ निर्धारित करके कोपेन ने जलवायु '*C*' को पुनः तीन समूहों *a*, *b*, और *c* में विभक्त किया है जो इस प्रकार हैं—

(i) *a*—उष्ण गर्मियों का जलवायु, जिसमें सबसे गर्म महीने का तापमान 22°C या इससे अधिक हो ।

(ii) *b*—सबसे गर्म महीने का तापमान 22°C से कम हो किन्तु कम में कम 4 गर्म महीनों का तापमान 10°C या इससे अधिक हो ।

(iii) *c*—सबसे गर्म महीने का तापमान 22°C से कम हो और 4 से कम ऐसे महीने हो, जिनका तापमान 10°C या इससे अधिक हो।

इस प्रकार जलवायु 'C' निम्नांकित समूहों में बाटा गया है :—



इनमें से जलवायु *Csc* (वे मध्य अक्षांशीय नम जलवायु जहाँ गर्मियां शुष्क हो, सबसे गर्म महीने का तापमान 22°C से कम तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हों) और *Cwc* (वे मध्य अक्षांशीय नम जलवायु जहाँ सर्दियाँ शुष्क हो, सबसे गर्म महीने का तापमान 22°C तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो) पृथ्वी पर वास्तविक रूप से लगभग नहीं पाये जाते।

12.48 संक्षिप्त विवरण

संकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
C			सबसे गर्म महीने का औसत तापमान $>10^{\circ}\text{C}$ तथा सबसे सर्द महीने का औसत तापमान 18°C तथा -3°C के मध्य हो।
	s		शुष्कतम महीने (गर्मियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (सर्दियों में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो तथा 3 सेमी से कम हो।
	w		शुष्कतम महीने (सर्दियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (गर्मियों में) की वर्षा के 1/10 से कम हो।
	f		वर्षा s और w की सीमाओं में न पड़े।
		a	उष्णतम महीने का तापमान 22°C या अधिक।
		b	उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम तथा चार या अधिक महीने का तापमान 10°C या अधिक हो।
		c	उष्णतम महीने का तापमान 22°C से कम तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।

(4) तुषार-वन जलवायु (D)

यह नम जलवायु अन्य नम जलवायु वर्गों A और C से इस बात में भिन्न है कि इसमें, सर्दियों का महीना हिम से ढका होता है। इस समय वनस्पतियाँ सुप्तावस्था में होती हैं। लेकिन गर्मियों में इतना जल, वर्षा और तुषारपात द्वारा प्राप्त हो जाता है, जो वर्ष भर वृक्षों और अन्य वनस्पतियों के लिए पर्याप्त रहता है। अन्य नम जलवायु वर्गों से इसका सीमाकन तापमान के आधार पर किया गया है।

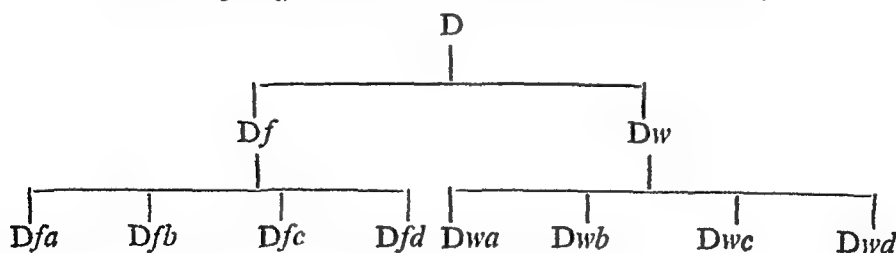
'D' जलवायु में उष्णतम महीने का तापमान 10°C में अधिक तथा सबसे सर्द महीने का तापमान -3°C या इससे कम होना चाहिये।

A और C की तरह D भी तीन जलवायु समूहों Df, Ds तथा Dw में बांटा जा सकता है। जलवायु 'Ds' अर्थात् शुष्क गर्मियों वाला तुषार वन जलवायु पृथ्वी पर वास्तविक रूपसे लगभग नहीं पाया जाता। इन क्षेत्रों का अधिकांश अवक्षेपण उच्च तापमान के कारण गर्मियों में होता है। सर्दियों का तापमान इतना कम होता है कि पृथ्वी अधिकतर वर्ष से ढकी होती है। अतः इन दिनों अवक्षेपण की सम्भावना बहुत कम हो जाती है।

Df, Ds और Dw के लिए अवक्षेपण की वही सीमाएं निर्धारित की गई हैं, जो Cf, Cs और Cw के लिए हैं।

तापमान के आधार पर जलवायु 'D' चार उप समूहों a, b, c, और d में बांटा गया है। a, b और c के लिए वही सीमाएं लागू होती हैं, जो जलवायु 'C' में इनके लिए निर्धारित हैं। संकेत 'd' अत्यधिक ठंडे सर्दियों वाले जलवायु को व्यक्त करने के लिए उपयोग में लाया गया है। इसके लिए सबसे ठंडे महीने का औसत तापमान -38°C से भी कम होना चाहिये।

'D' जलवायु-समूहों को इस प्रकार वर्गीकृत किया जा सकता है।



12.49 संक्षिप्त परिचय

सकेत			सीमांकन
(i)	(ii)	(iii)	
D			उच्चतम महीने का औसत तापमान $> 10^{\circ}\text{C}$ तथा सबसे सर्द महीने का औसत तापमान $\leq - 3^{\circ}\text{C}$. ✓
	s		शुष्कतम महीने (गर्मियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (सर्दियों में) की वर्षा के एक तिहाई से कम हो तथा 3 सेमी से कम हो।
	w		शुष्कतम महीने (सर्दियों में) की वर्षा सबसे नम महीने (गर्मियों में) की वर्षा के 1/10 से कम हो।
	f		वर्षा s और w की सीमा न पड़े।
	a		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C या अधिक हो।
	b		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम हो तथा चार या अधिक महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।
	c		उष्णतम महीने का औसत तापमान 22°C से कम हो तथा चार से कम महीनों का तापमान 10°C या अधिक हो।
	d		जब सबसे सर्द महीने का औसत तापमान $- 38^{\circ}\text{C}$ से कम हो, तो a, b और c के स्थान पर d सकेत लागू हो जाता है।

(5) ध्रुवीय जलवायु (E)

ध्रुवीय प्रदेशों के वे भाग, जहाँ उष्णतम महीने का तापमान 10°C से कम पाया जाय 'E' जलवायु में आते हैं।

ध्रुवीय क्षेत्रों के बाहर ऊँचाइयों पर स्थित कुछ स्थान भी तापमान की इस सीमा पर खरे उतरते हैं। ऐसे क्षेत्रों को H जलवायु से सम्बोधित किया गया है।

E जलवायु को दो समूहों में बाटा गया है.—

(1) ET—जिसमें उष्णतम महीने का औसत तापमान 0°C से ऊपर आ जाता है।

इन क्षेत्रों में टुन्ड्रा-वनस्पतियाँ पाई जाती हैं।

(2) EF—जिसमें उष्णतम महीने का तापमान 0°C से भी नीचे रहता है। ये क्षेत्र स्थायी तौर पर बर्फ की मोटी तहों से ढके रहते हैं।

12.50 पृथ्वी का सर्वाधिक क्षेत्र 'A' जलवायु घेरता है, जो पृथ्वी के कुल क्षेत्रफल के एक तिहाई से अधिक है। सबसे कम क्षेत्र (कुल क्षेत्रफल के 1/10 से कम)

'D' जलवायु का है। जलवायु 'B' इससे कुछ ही अधिक क्षेत्र घेर पाता है। पृथ्वी पर विभिन्न जलवायु समूहों द्वारा प्रभावित भागों का प्रतिशत क्षेत्रफल सारणी (12.2) में दिया गया है :—

सारणी 12.2
जलवायुविक भागों का प्रतिशत क्षेत्रफल

जलवायु समूह	महाद्वीप	महासागर	सम्पूर्ण पृथ्वी
Af	9.4	28.6	23.0
Aw	10.5	14.1	13.0
A	19.9	42.7	36.1
BS	14.3	3.6	6.7
BW	12.0	0.6	3.9
B	26.3	4.2	10.6
Cw	7.6	0.4	2.5
Cs	1.7	2.9	2.6
Cf	6.2	28.6	22.1
C	15.5	31.9	27.2
Dw	4.8	0.2	1.5
Df	16.5	1.5	5.8
D	21.3	1.7	7.3
ET	6.9	16.0	13.4
EF	10.1	3.5	5.4
E	17.0	19.5	18.8

'B' और D मुख्यतः महाद्वीपीय जलवायु है। अतः महासागरी के ऊपर इनका क्षेत्रफल बहुत कम है, जबकि महाद्वीपो में शुष्क जलवायु का भाग 25% में अधिक है। 'D' जलवायु का भाग भी महाद्वीपो में कुल क्षेत्रफल के 1/5 से अधिक है। अन्य जलवायु वर्गों के लिए महासागरीय और महाद्वीपीय भागों का आपेक्षिक महत्व लगभग समान है।

12.51 कोपेन के जलवायु वर्गों का वास्तविक भौगोलिक वटन महाद्वीपो पर इस प्रकार है :—

A—विषुवत् रेखीय क्षेत्रों तथा निम्न अक्षांशों में।

B—उप उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपो के पश्चिमी भाग।

C—उप उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपो के पूर्वी भाग तथा मध्य अक्षांशीय महाद्वीपो के पश्चिमी भाग।

D—मध्य अक्षांशीय महाद्वीपो के पूर्वी भाग।

E—ध्रुवीय क्षेत्र।

12.60 कोपेन वर्गीकरण के गुण और दोष

सम्पूर्ण पृथ्वी के विभिन्न जलवायु क्षेत्रों को मूल-भूत तत्वों के आधार पर एक सम प्रणाली द्वारा अलग-अलग सफलता पूर्वक वर्गीकृत करने का सबसे पहला प्रयास कोपेन ने किया, जिसका जलवायु विज्ञान के क्षेत्र में स्वागत हुआ।

जल और उष्मा, सारे ^{Organic & inorganic} जैविक और अजैविक जगत के लिए सर्वाधिक महत्वपूर्ण तत्व हैं। इन्हीं दो तत्वों के मौसमी प्रतिरूपों-वर्षा और तापमान के आधार पर कोपेन ने विभिन्न जलवायु प्रकारों के लिए यथार्थ और सरल सीमाएँ निर्धारित की स्वाभाविक रूप से इन जलवायु तत्वों की प्रधानता के कारण स्थानों की भौगोलिक स्थिति को कोई महत्व नहीं दिया जा सका है।

वर्षा और तापमान के अति-वार्षिक मापों के अतिरिक्त, इनकी मौसमी प्रवृत्ति का समावेश भी अनेक स्थलों पर बड़ी सजगता से किया गया है।

जलवायु समूहों के माकेतिक नामकरण से वर्गीकरण और अधिक ग्राह्य हो गया है। इस विधि से विभिन्न जलवायु समूहों की एक दृष्टि में तुलना सरल हो जाती है।

इन विशेषताओं के साथ ही इस वर्गीकरण के कुछ दोष भी हैं, जो निम्नांकित हैं —

(1) कोपेन का वर्गीकरण स्वभावतः आनुभाविक (इम्पीरिकल) है, जननिक नहीं।

(2) वर्षा और तापमान की सीमाएँ, कोपेन ने अपने निजी अनुभव के आधार पर जो उचित समझा, निर्धारित कर दी है। इसके लिए कोई हृदय गणितीय आधार या तर्क नहीं दिया गया है।

(3) दो जलवायु समूहों के बीच सीमा रेखा बिल्कुल यथार्थ होने से कठिनाई उत्पन्न हो सकती है। जलवायु परिवर्तन साधारणतः शून्यः शून्य होता है। ऐसा नहीं होता कि एक जलवायु, सीमा रेखा पर आकर एकाएक अपनी विशेषताएँ समाप्त करले और रेखा के दूसरी ओर, दूसरा जलवायु प्रकार एकाएक ही आरम्भ हो जाए। एक जलवायु क्षेत्र का कुछ भाग सीमा रेखा के दूसरी ओर पड़ जाना बहुत स्वाभाविक है।

(4) वर्गीकरण में अन्य जलवायु तत्वों पर विचार नहीं किया गया है। यो यह तर्क पहले दिया जा चुका है कि वनस्पतियों पर प्रभाव के दृष्टिकोण से वर्षा और तापमान सर्वाधिक महत्वपूर्ण है और अन्य तत्वों का प्रभाव भी किसी हद तक इन तत्वों में निहित है फिर भी अन्य तत्वों को सर्वथा नगण्य कर देना इस वर्गीकरण को कमी ही मानी जायगी। विशेष कर वाष्पीकरण और वाष्पोत्सर्जन वनस्पति जगत के लिए तापमान और वर्षा से कम महत्व नहीं रखते। इस का विचार थार्नथ्वेट तथा अन्य विद्वानों ने अपने वर्गीकरण में किया है।

(5) निम्न भूमितलों के लिए जो सीमाएँ निर्धारित की गई हैं, ऊँचाई पर स्थित क्षेत्रों के लिए भी उन्हीं को लागू करना अनुपयुक्त है।

12.61 कोपेन वर्गीकरण के पूरक उपविभाजन की संकेतावली

11 प्रमुख जलवायु समूहों $Af, Aw, BS, BW, Cf, Cw, Cs, Df, Dw, ET$ तथा EF के तीसरे स्थान पर h, k, k', a, b, c और d संकेत लिख कर अनेक उप समूह बनाए गए हैं, जिनका विवरण ऊपर के अनुच्छेदों में दिया गया है। इसके अतिरिक्त कुछ और संकेत विशेष जलवायु क्षेत्रों के लिए प्रयुक्त किए जाते हैं, जिनका संक्षिप्त विवरण निम्नांकित है :—

संकेत	विवरण
i	—वार्षिक तापमान परिसर 5°C से कम हो।
l	—समशीतोष्ण जलवायु जिसमें हर महीने का औसत तापमान 10°C और 22°C के मध्य हो।
n	—अधिक कुहरे वाला जलवायु।
n'	—अधिक आर्द्रता किन्तु कम कुहरा, कम वर्षा, उष्णतम महीने का तापमान 22°C से कम हो।
p	— n' की दशाएँ किन्तु उष्णतम महीने का तापमान 22°C तथा 28°C के बीच।
u	—उष्ण अयनान्त के बाद सर्दियाँ।
v	—पतझड़ के बाद गर्मी।
w'	—पतझड़ के बाद वर्षा ऋतु।

12.62 कोपेन के जलवायु वर्गीकरण का संशोधन

(1) रसैल (कैलोफोर्निया, विश्वविद्यालय) ने कोपेन के जलवायु मोमान में कुछ मामूली संशोधन प्रस्तावित किया है। वे C और D के बीच सबसे सख्त महीने के तापमान की सीमा 0°C उपर्युक्त बतलाते हैं, जबकि कोपेन ने यह सीमा -3°C निर्धारित की है।

(2) रसैल के अनुसार सबसे सख्त महीने के 0°C तापमान की यही सीमा उष्ण (h) और शीतल (k) जलवायु के बीच रगनी चाहिए। कोपेन ने यह सीमा औसत वार्षिक तापमान -18°C , निर्धारित की है। रसैल का तर्क यह है कि जलवायु के दृष्टिकोण से उष्ण और शीत क्षेत्रों को अलग करने के लिए सबसे सख्त महीने का तापमान, वार्षिक तापमान की अपेक्षा अधिक महत्व रखता है।

(3) कोपेन वर्गीकरण में तापमान तथा वर्षा की सीमाओं में विपरीतता के कारण कुछ स्थानों के जलवायु निर्धारण में संशय आ जाता है। उदाहरण के लिए, फाकलैण्ड द्वीप में स्थित केप पेम्ब्रोक् नामक स्थान के आंकड़े देखिए।

तापमान ($^{\circ}\text{C}$)	ज	फ.	मा.	अप्रै.	मई	जून	जु.	अ.	सित.	अ.	न.	दिस.	वार्षिक
	9.6	9.3	8.6	6.5	4.6	3.1	2.6	3.0	4.1	5.4	6.6	7.9	6.0
वर्षा (सेमी)	7.1	6.6	5.9	6.1	6.3	5.3	5.1	5.1	2.8	4.1	5.9	7.1	67.5

तापमान के आधार पर यह स्थान E T जलवायु के अन्तर्गत आता है क्योंकि उष्णतम महीने (जनवरी) का तापमान 10°C से कम है तथा सबसे सख्त महीने (जुलाई) का तापमान 0°C से अधिक है। अवक्षेपण के आंकड़ों के अनुसार, यह स्थान C या D जलवायु में आ सकता है। अतः केवल तापमान के कारण इसे E T में रखना उचित नहीं है।

ऐसी स्थितियों के लिए शीतल ग्रीष्म तथा मृदु (mild) शीत वाले नम जलवायु के अलग समूहों की रचना करनी चाहिए, जिसे 'E T' जलवायु से अलग किया जा सके।

(4) निम्न ऊँचाइयों के 'C' जलवायु क्षेत्रों के विपुल रेखा के पास अधिक ऊँचाइयों पर स्थित स्थानों से, जो 'C' जलवायु की सीमा में आते हैं, अलग करने के लिए कसौटी (Criterion) बनाने चाहिए।

(5) त्रिवार्या, C_s , C_f , और C_w का वर्गीकरण उपर्युक्त नहीं मानते क्योंकि ये समूह मिट्टी, वनस्पति तथा संस्कृति की राहों तस्वीर परावर्तित नहीं करते। वे C_s , C_a और C_b जलवायु समूहों का प्रस्ताव करते हैं; इस प्रकार : C_s —उप उष्ण कटिबंधीय जलवायु, जिसमें उच्च दाब (प्रतिचक्रवात) पेटिका के कारण गर्मियाँ शुष्क रहती हैं तथा सीमाग्र चक्रवातों व पछुआ वायु प्रवाह के कारण सदियों में अच्छी वर्षा होती है।

Ca—उप उष्ण कटिबन्धीय नम जलवायु, जहाँ वायुमण्डल के अस्थायित्व के कारण गर्मियों में प्रतिचक्रवात खण्डित हो जाता है और वर्षा होती है। **Cs** में दिए गए कारणों से ही ये स्थान सर्दियों में भी वर्षा प्राप्त करते हैं।

Cb—मध्य अक्षांशों के शीतल ग्रीष्म वाले वे क्षेत्र जो महाद्वीपों के पवनाभिमुखी भागों में पड़ते हैं, और वर्ष भर चक्रवाती प्रक्रमों से प्रभावित रहते हैं।

Ca और **Cb** जलवायु वर्गों के त्रिवार्या ने पुन f और w उपविभागों में बांटने का प्रस्ताव किया।

12.70 थान्थर्वेट का वर्गीकरण (1931)

कोपेन की ही तरह वनस्पति-विकास के आधार पर अमेरिकन जलवायु विशेषज्ञ थान्थर्वेट (1899-1963) ने 1931 में एक नया वर्गीकरण प्रस्तुत किया, जिसे पहले उत्तरी अमेरिका तथा इसके बाद सन् 1933 में पूरे ससार के जलवायु वर्गीकरण के लिए प्रयुक्त किया गया। इस वर्गीकरण में भी जलवायु समूहों को सकेतावलियों द्वारा प्रदर्शित किया गया है तथा उनकी सीमाये परिमाणात्मक रूप से निर्धारित की गई हैं।

थान्थर्वेट वर्गीकरण की विशेषता और कोपेन के वर्गीकरण से उसका मुख्य अन्तर यह है कि इसको वाष्पीकरण के प्रभाव पर विचार करके वनस्पतियों के लिए प्रभावकारी वर्षा तथा प्रभावकारी तापमान के आधार पर जलवायु को विभक्त किया गया है; न कि वर्षा और तापमान के वास्तविक आकड़ों के आधार पर। इस विचार-धारा से कोपेन वर्गीकरण की एक महत्वपूर्ण कमी दूर हो जाती है।

12.71 प्रभावकारी वर्षा के परिमाणात्मक मूल्यांकन के लिए थान्थर्वेट ने अवक्षेपण प्रभावकारिता के अनुपात या **P. E. (Precipitation Efficiency)** अनुपात की धारणा प्रस्तुत की और उसकी गणना के लिए निम्नोक्त सूत्र दिया —

$$\text{मासिक P.E. अनुपात} = \frac{\text{कुल मासिक अवक्षेपण (P)}}{\text{कुल मासिक वाष्पीकरण (E)}} \quad \dots(1)$$

वर्ष के 12 मास के P-E अनुपातों का योग P-E सूचक (Index) कहलाता है। इसलिए—

$$\text{P-E सूचक (I)} = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i}{E_i} \quad \dots(ii)$$

जहाँ P_i और E_i क्रमशः i th महीने का अवक्षेपण और वाष्पीकरण है।

12.72 लेकिन ससार के किसी भी भाग में वाष्पीकरण के आंकड़े पर्याप्त मात्रा में उपलब्ध नहीं हैं, अतः अधिक स्टेशनों पर P-E सूचकों की, सूत्र (2) से सीधी गणना करना संभव नहीं है। केवल कुछ स्थानों पर, जहाँ वाष्पीकरण के

प्रेक्षण अनेक वर्षों से लिए जा रहे हैं, P-E सूचक इस सूत्र द्वारा ज्ञात किये जा सकते हैं। किन्तु इन कुछ सूचकों के आधार पर वर्गीकरण ग्राह्य नहीं हो सकता।

पश्चिमी यू० एस० ए० के 21 स्टेशनो पर 4 से 12 वर्ष तक के अप्रैल से सितम्बर तक के लिए, वाष्पीकरण के आँकड़े उपलब्ध थे। इनके आधार पर थार्नथ्वेट ने अवक्षेपण, (P) वाष्पीकरण (E) तथा तापमान (T) के आपसी सम्बन्धों का अध्ययन करके निम्नांकित आनुभविक सूत्र स्थापित किया:—

$$P-E \text{ अनुपात} = \frac{P}{E} = 115 \left(\frac{P}{T-10} \right)^{\frac{10}{9}} \quad \dots(iii)$$

जहाँ P इन्चो में औसत मासिक वर्षा तथा T, अंश फैनहाइट में औसत मासिक तापमान है।

12.73 समीकरण (iii) से हर स्टेशन के लिए वर्षा और तापमान के आँकड़ों से P-E अनुपात की गणना करने की सुविधा मिल गई। लेकिन यह सबध पश्चिम यू० एस० ए० के केवल 21 स्टेशनो के ग्रीष्म ऋतु के प्रेक्षणों पर ही आधारित है, अतः इसे सभी क्षेत्रों और ऋतुओं के लिए लागू करने में स्वाभाविक तौर पर गभीर आलोचना की गुंजाइश है।

वर्षा, हिमाक के नीचे, तापमान पर वनस्पतियों के लिए कोई सीधा उपयोग नहीं रखती। आनुभविक अध्ययन से यह साबित हुआ है कि निम्नतम औसत मासिक तापमान के -20°C (28.4°F) या इससे कम हो जाने पर, वनस्पतियों के लिए वर्षा प्रभावकारी नहीं रह जाती। अतः इससे कम तापमान हो जाने पर भी सूत्र (iii) में P/E की गणना के लिए $T = 284$ ही रखना चाहिए।

$$12.74 \quad I = \text{वर्ष के 12 मासिक व्यञ्जको } 115 \left(\frac{P}{T-10} \right)^{\frac{10}{9}} \text{ का योग,}$$

I की गणना और ससार के विभिन्न वनस्पति प्रदेशों से उनकी तुलना के आधार पर, थार्नथ्वेट ने पृथ्वी के जलवायु को मुख्य वनस्पतियों के अनुसार, 5 आर्द्रता वर्गों, जिन्हे आर्द्रता प्रदेश (Humidity Province) कहते हैं, में बांटा है। इस प्रकार :

आर्द्रता प्रदेश	वनस्पतियों के प्रकार	सूचकांक (I)
A, वन प्रदेश (wet)	घने वन	128 या अधिक
B; आर्द्र (humid)	वन	64-127
C; अर्धआर्द्र (sub-humid)	घास के मैदान	32-63
D, अर्ध शुष्क (semi arid)	स्टेपी वनस्पतिया	16-31
E; शुष्क (arid)	मरुस्थल	15 या कम

12.75 वर्षा के मौसमी वितरण को महत्व देने के लिए प्रत्येक आर्द्रता प्रदेशों में 4 उपविभाजन करते हैं। यह विभाजन सर्वाधिक वर्षा वाली ऋतु के P-E सूचक के मान पर आधारित किया गया है। उपविभाजन ये हैं —

r . सभी ऋतुओं में अधिक वर्षा हो,

s . गमियों में वर्षा कम हो,

w : सर्दियों में वर्षा कम हो

और d सभी ऋतुओं में कम वर्षा हो।

यह स्पष्ट है कि प्रत्येक आर्द्रता प्रदेश में वास्तविक रूप में चारों उपविभाजन नहीं पाए जा सकते।

12.76 पौधों के विकास के लिए प्रभावकारी तापमान की गणना के लिए थान्येंगे ने तापमान क्षमता (Temperature Efficiency) या T-E अनुपात तथा

T-E सूचक (I') की धारणा दी। मासिक अनुपात T-E अनुपात = $\frac{T-32}{4}$,

जहाँ T, महीने का औसत तापमान °F में है।

T-E सूचक (I') = 12 मासिक T-E अनुपातों का योग

$$\therefore (I') = \sum_{i=1}^{12} \frac{T_i - 32}{4}$$

सूचक का उच्चतम मान उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्रों के लिए ही आता है जहाँ तापमान पौधों के विकास के लिए सर्वाधिक उपयुक्त है। आर्द्रता की अवस्था भी इन्हीं क्षेत्रों में वनस्पति के लिए सबसे उपयुक्त है। अतः I' की परिभाषा इस प्रकार तैयार की गई है कि उष्ण कटिबन्धों के लिए इसकी सीमा आर्द्रता सीमा के बराबर हो जाय तथा दुन्डा जलवायु के ध्रुवीय सीमाओं पर शून्य हो जाय।

12.77 तापमान सूचकांको के आवार पर पृथ्वी को 6 तापमान प्रदेशों (Temperature Provinces) में बाटा गया है। इस प्रकार :—

तापमान प्रदेश	सूचकांक
उष्ण कटिबन्धीय	128 या अधिक
मध्यतापीय (Meso-thermal)	64-127
सूक्ष्म तापीय (Micro thermal)	32-63
टैगा (Taiga)	16-31
टुन्ड्रा (Tundra)	1-15
हिम (Frost)	0

इन तापमान प्रदेशो के 5 अन्य उपविभाजन किए गए हैं, जो ग्रीष्म वनस्पतियों के लिए उपयोगी तापमान के सान्द्रता (concentration) माप पर आधारित हैं। इनकी विस्तृत व्याख्या यहाँ नहीं दी जा रही है।

12.78 P-E तथा T-E सूचकांको तथा अवक्षेपण के मौसमी वितरण के संयोग से पृथ्वी को 32 विभिन्न जलवायु प्रकारो में बाटा गया है। ये सभी जलवायु प्रकार वास्तविक रूप से किसी न किसी क्षेत्र में पाए जाते हैं। जलवायु के प्रकार ये हैं :—

$AA'r, BA'r, CA'r, DA'w, EA'd, D', E', F'$
 $AB'r, BA'w, CA'w, D'Ad, EB'd,$
 $AC'r, BB'r, CA'd, DB'w, EC'd,$
 $BB'w, CB'r, DB's,$
 $BB's, CB'w, DB'd,$
 $BC'r, CB's, DC'd,$
 $BC's, CB'd$
 $CC'r$
 $CC's$
 $CC'd$

उन क्षेत्रो में, जहाँ तापमान-क्षमता की सीमा पौधो के विकास के लिए पर्याप्त है, जलवायु निर्धारण के लिए, P-E सूचकांकों का उपयोग किया जाता है। इस प्रकार के प्रदेश A,B,C,D और E है। अन्य प्रदेशो के लिए तापमान क्षमता ही

जलवायु निर्धारण के लिए अनुसूचित नहीं जाती है। जैसे P, E और $P-E$ में जलवायु निर्धारण की सीमाएँ सुकृता: $P-E$ सूचकांक द्वारा निर्धारित हो जाती हैं।

12.79 इनमें सबसे महत्वपूर्ण कि तैदासिक रूप से थार्नथ्वेट का वर्गीकरण वाष्पीकरण के समन्वय के कारण वास्तविकता के प्रति निकट है किन्तु $P-E$ सूचकांक की रचना के लिए जो मानसिक दृष्टि मिली है, एक क्षेत्र के थोड़े से क्षेत्रों पर आधारित होने के कारण उसकी सर्वत्र उपयोगिता संशेभूत है।

कोपेन की तरह सरल सर्वत्रावर्तियों के उपयोग से थार्नथ्वेट ने पृथ्वी की 32 जलवायु क्षेत्रों में विभाजित किया तथा उनकी परिमार्णत्मक सीमाएँ निर्धारित की। कोपेन के वर्गीकरण में केवल मुख्य जलवायु सूचक ही होते हैं।

$P-E$ सूचकांक नन जलवायु क्षेत्रों (A, B, C) के आर्द्रता मामों को भी परिमार्णत्मक रूप से अलग कर देते हैं, जबकि कोपेन ने केवल शुष्क और नम जलवायु के बीच अवक्षेपण की एक सीमा निर्धारित कर दी है। यह थार्नथ्वेट वर्गीकरण की एक अतिरिक्त विशेषता है जबकि सूचकों की गणना अपेक्षाकृत कठिन होना इसका एक दोष है।

कोपेन और थार्नथ्वेट के जलवायु क्षेत्र, एक से दूसरे से संपाती नहीं होते। उदाहरण के लिए थार्नथ्वेट वर्गीकरण में उष्ण नटिबन्धीय वर्षा के घने कर्षों वाले जलवायु का क्षेत्र कोपेन की अपेक्षा बहुत कम है।

12.80 थार्नथ्वेट का वर्गीकरण (1948)

सन् 1948 में थार्नथ्वेट ने विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन (Potential Evapotranspiration) की एक नई धारणा प्रस्तुत की। प्राकृतिक सतहों से वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन द्वारा जल वाष्प का ह्रास साधारणतः सीधे तौर पर नहीं मापा जा सकता। अतः इसके आकलन के लिए कई अप्रत्यक्ष विधियाँ दी गई हैं। एक विधि आर्द्रता सन्तुलन समीकरण;

वर्षा = अपवाह (Runoff) + वाष्पीकरण - वाष्पोत्सर्जन + भूमि आर्द्रता संग्रह (Soil moisture storage);

पर आधारित है। इस विधि को वास्तविक रूप से प्रयुक्त करने के लिए छोटी वनस्पतियों युक्त एक भूखण्ड निर्धारित कर लेना चाहिए, जिस पर वर्षा, अपवाह तथा तौल में अन्तर द्वारा भूमि आर्द्रता का माप लिया जा सके। इस तकनीक से दैनिक वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन का मान आकलित किया जा सकता है।

यदि इस भूखण्ड की जल द्वारा नियमित सिंचाई होती रहे, तो वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन द्वारा जल का ह्रास अधिकतम संभावित मात्रा में होगा। यही अधिकतम वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन, विभव वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन कहलाता है। अतः किसी स्थान पर विभव-वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन, जल ह्रास की अधिकतम संभावित मात्रा है, जो उस स्थान पर वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन का अधिकतम अवस्था में होती है जब वहाँ कि भूमि को इस कार्य के लिए हमेशा नमी मिलता रहे। भूमि आर्द्रता

सूचकांक I_m

- 40 से -60

- 20 से -40

+ 20 से -20

+ 20 से-अधिक

जलवायु प्रकार

शुष्क

अर्द्ध शुष्क

अल्पार्द्र

आर्द्र

12 83 सन् 1955 मे भार गुणको को इस अनुभव के बाद हटा दिया गया कि जल की कमी की अवस्था तभी आरम्भ होती है, जब भूमि आर्द्रता का वाष्पीकरण होने लगता है। इस सशोधन मे भी यह धारणा अक्षुण्ण रखी गई है कि भूमि आर्द्रता सग्रह की मात्रा चर होती है, जो मिट्टी और वनस्पतियों के प्रकार पर निर्भर करती है तथा वाष्पीकरण की दर भी परिवर्तनशील रहती है।

$$\text{अतः } I_m = \frac{100 (S - D)}{PET}$$

$$\text{या } I_m = 100 \left(\frac{r}{PET} - 1 \right)$$

जहाँ r वार्षिक वर्षा (सेमी) है।

नई धारणा के अनुसार, PET के मानो से ऊष्मा-क्षमता की व्युत्पत्ति होती है क्योंकि यह स्वयमेव तापमान का फलन है। अतः I_m तथा PET के आधार पर निम्नांकित जलवायु प्रकार प्रस्तुत किए गए।

$I_m = 100$ $\left(\frac{r}{PET} - 1 \right)$	जलवायुप्रकार	PET (सेमी)	जलवायु प्रकार
100 से अधिक	अधिकार्द्र (Per-humid)—A	114 से अधिक	अधितापीय (Mega-thermal)—A
20 से 100	आर्द्र— B_1, B_2, B_3, B_4	57 से 114	मध्यतापीय (Meso-thermal)— B'_1, B'_2, B'_3 और B'_4
0 से 20 - 33 से 0	नम अल्पार्द्र— C_2 शुष्क अल्पार्द्र— C_1	28.5 से 57	अल्पतापीय (Micro-thermal) C'_1 और C'_2
- 67 से - 33	अर्द्ध शुष्क—D	14.2 से 28.5	दुन्डा— D'
- 100 से - 67	शुष्क—E	14.2 से कम	तुपार (Frost)— E'

12.84 ये प्रणालिया अनेक क्षेत्रों के जलवायु वर्गीकरण के लिए प्रयुक्त की जा चुकी है। किन्तु अभी तक इस विषय पर कोई भूमण्डलीय मानचित्र नहीं प्रकाशित किया जा सका है। यह विधि वनस्पतियों की, सीमाओं और प्रकारों पर

विचार नहीं करती जैसा कि कोपेन या थार्नथ्वेट (1931) के वर्गीकरण में किया जा रहा है।

12.85 एम० आई० वुडिकोव ने तापमान के स्थान पर नेट विकिरण का प्रयोग करके इस विधि को और मौलिक रूप देने का प्रयास किया। उन्होंने शुष्कता के विकिरण सूचकांक की परिभाषा इस प्रकार दी —

$$\text{शुष्कता का विकिरण सूचकांक} = \frac{Rn}{Lr}$$

जहाँ Rn = नम भूमि से वाष्पीकरण के लिए उपलब्ध नेट विकिरण

L = वाष्पीकरण की गुप्त ऊष्मा तथा r = वार्षिक अवक्षेपण।

अतः Lr = वार्षिक अवक्षेपण के वाष्पीकरण के लिए आवश्यक उष्मा।

विभिन्न जलवायु के लिए इस सूचकांक का मान इस प्रकार आता है—

जलवायु प्रकार	Rn/Lr
मरुस्थल	3.0 से अधिक
अर्द्ध मरुस्थल	2.0 से 3.0
स्टेपी वनस्पति	1.0 से 2.0
वन	0.33 से 1.0
टुण्ड्रा	0.33 से कम

12.90 कोपेन के विभिन्न जलवायु प्रकारों के उदाहरण

(क) उष्ण कटिबन्धी वन-जलवायु (A)

सर्वाधिक सदैव महीने (साधारणतः उत्तरी गोलार्द्ध में जनवरी और दक्षिणी गोलार्द्ध में जुलाई) की 18°C समताप रेखाएँ 30 अंश अक्षांशों के थोड़ा ऊपर-नीचे चलती हैं। महाद्वीपीय भागों में ये रेखाएँ निम्न अक्षांशों पर आ जाती हैं तथा महासागरीय क्षेत्र में 30 अंश से उच्च अक्षांशों में उठ जाती हैं। इन्हीं दोनों रेखाओं के बीच कोपेन का 'A' जलवायु क्षेत्र सीमित है। यहाँ यह ध्यान रखना चाहिए कि 20 से 25 अंश अक्षांशों के बीच दोनों गोलार्द्धों के महाद्वीपीय भागों (साधारणतः पश्चिमी भाग) में उप उष्ण कटिबन्धी उच्चदाय के अन्तर्गत शुष्क जलवायु 'B' के प्रमुख क्षेत्र भी पड़ते हैं। 'A' जलवायु क्षेत्र में औसत वार्षिक तापमान 21 से 27°C के बीच पाया जाता है। वर्ग A को पुनः उपविभाजित करने के लिए निम्नलिखित विशेषताओं को ध्यान में रखना लाभप्रद है —

(1) उष्ण कटिबन्धी क्षेत्र का एक बड़ा भाग, विशेषकर 15 अंश अक्षांशों के बीच का भाग, 5°C से कम वार्षिक तापमान परिसर रखता है। अतः इनके लिए सकेत 'i' उपयुक्त होगा। इस कम तापमान परिसर का कारण यही है कि इन क्षेत्रों पर दिन की लम्बाई और सूर्य की ऊँचाई में चलन (Variation) अपेक्षाकृत बहुत कम होता है।

(2) सूर्य के वार्षिक स्थानान्तरण के कारण, विषुवत् रेखीय क्षेत्रों (10° उ. और द. के बीच) में तापमान के दो उच्चतम मिलते हैं, जो बहुधा वर्षा के दुहरे उच्चतम का कारण बनते हैं। वर्षा के उच्चतम मूल्य के विषुवत् रेखा पर आने के थोड़े दिनों बाद, अर्थात् अप्रैल व नवम्बर में पाए जाते हैं। अक्सर पहला उच्चतम (मार्च, अप्रैल और मई) दूसरे से ज्यादा प्रभावशाली होता है।

(3) विषुवत् रेखीय पेटिका में सर्वत्र भारी वर्षा (125 से 200 सेमी) होती है। कुछेक स्थानों में 500 सेमी से अधिक वर्षा भी रिकार्ड की जाती है। इन क्षेत्रों में या तो वर्ष में कोई शुष्क मौसम होता ही नहीं या उसका काल बहुत संक्षिप्त होता है। अतः इस पेटिका में Af या Am जलवायु की प्रधानता है। Af जलवायु के अन्तर्गत ईस्ट इण्डोनेशिया, अफ्रीका के गुयेना तट, कांगो घाटी, तथा दक्षिणी अमेरिका के आमेजन घाटी के क्षेत्र आते हैं।

(4) विषुवत् रेखीय पेटिका से परे उष्ण कटिबन्धी क्षेत्र Aw , Am और B जलवायुओं में विभक्त किए जा सकते हैं। Af जलवायु के क्षेत्रों में उच्च अक्षांशों में शीतकाल काफी संवृद्ध हो जाता है, जो साधारणतः शुष्क रहता है। ये भाग Aw जलवायु में आते हैं। उत्तरी आस्ट्रेलिया, सूडान दक्षिणी अफ्रीका, ब्राजील, कोलंबिया व वेनेजुएला की घाटी, आदि इसके अन्तर्गत आते हैं। भारत, वर्मा, लंका तथा चीन के कुछ भाग, मानसून धाराओं के प्रभाव में Am जलवायु के अन्तर्गत आते हैं तथा कुछ Aw के।

(5) विषुवत् रेखा से दूरी के परिणामस्वरूप, Aw जलवायु में तापमान परिसर Af से अधिक तथा वार्षिक वर्षा कम होती है। ये क्षेत्र बहुधा वर्ष में तापमान और वर्षा का एक उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।

12.91 विषुवत् रेखीय जलवायु के लिए महासागर आइलैण्ड (1° द. 170° पू), पोन्टियानक (0° , 109° पू), सिगापुर (1° उ. 104° पू) इक्वीटस (4° द 73° पू) तथा कुछ अन्य स्टेशनो के तापमान और वर्षा के मासिक आंकड़ों को सारणी (12.3) में प्रस्तुत किया गया है।

प्रथम 4 स्टेशनो में :

- (1) सबसे सर्व महीने का तापमान 18°C से अधिक है,
 - (2) Af जलवायु क्षेत्रों में शुष्कतम महीने की वर्षा 6 सेमी से अधिक है, तथा
 - (3) वार्षिक तापमान परिसर 5°C से कम है।
- अतः ये स्टेशन Af जलवायु रखते हैं।

किन्तु विषुवत् रेखीय क्षेत्र के सभी स्टेशन इस तरह की जलवायु नहीं रखते। मोम्बासा (4° द. 40° पू) की जलवायु देखिए। यह कोपेन की सीमाओं के अनुसार Aw समूह में रखा जा सकता है। सारणी (12.4)

उष्ण कटिबन्धी मानसून जलवायु वाले स्टेशनो के कुछ उदाहरण सारणी (12.3) में दिए गए हैं, जो कोपेन की सीमाओं का पूर्ण रूप से अनुसरण करते हैं।

विषुवत् रेखीय वर्षा पेटिका के अलावा भी उष्ण कटिबन्ध में Af जलवायु क्षेत्र मिलते हैं। जैसे—ब्राजील (Afi), जूपिटर प्ला ($Afiw$) तथा मेडागास्कर (Afi)। इन समूहों तथा शुष्क पेटिका के अतिरिक्त उष्ण कटिबन्ध के अन्य क्षेत्र साधारणतः Aw जलवायु के अन्तर्गत रखे जा सकते हैं। कुछ उदाहरण सारणी (12.5) में दिए गए हैं।

जैसा कि पहले कहा जा चुका है, उष्ण कटिबन्धों में शुष्ककाल प्रायः सर्दियों में ही होता है, अतः As जलवायु के क्षेत्र लगभग नहीं मिलते हैं। लेकिन मद्रास, (13° उ. 80° पू.) तथा नाथरग (12° उ. 109° पू.) उत्तरी पूर्वी मानसून के पवनाभिमुखी भाग में होने के कारण, सर्दियों में अच्छी वर्षा प्राप्त करते हैं तथा पर्वतीय कारणों से ही गर्मियों में प्रायः शुष्क रहते हैं। कोपेन के सूत्रों के अनुसार, ये As जलवायु के प्रतिबन्धों पर खरे उतरते हैं।

सारणी (12.3)

क्रमांक	स्टेशन का नाम और स्थिति	ज.	फ.	मा.	अ.	म	जू.	जु	अ	सि.	अ.	न.	दि.	वाय्विक	मौसम विज्ञान
1.	Af जलवायु महासागरीय आइसलैंड (1°S, 17°E)	27.3 29.2	27.3 22.6	27.3 21.8	27.3 20.6	27.3 14.2	27.3 12.9	27.3 17.3	27.3 9.9	27.3 13.2	27.3 14.2	27.3 14.5	27.3 22.6	27.3 213.1	0.0 —
2.	इक्विटास, पेरु (4° 73°W)	25.6 25.9	25.6 24.9	24.6 31.0	25.1 16.5	24.6 25.4	23.4 18.8	23.4 16.8	24.6 11.7	24.6 22.1	25.6 18.3	25.6 21.3	25.6 29.2	25.1 261.9	2.2 —
3.	पोटियानक (0°, 109°E)	25.7 25.6	26.2 20.1	26.2 24.9	26.2 25.6	26.8 25.6	26.8 22.0	26.8 16.0	26.2 22.6	26.2 21.3	26.2 37.6	25.7 39.9	25.7 33.5	26.2 319.8	1.1 —
4.	सिंगापुर (1°N, 104°E)	26.8 25.1	26.8 16.8	27.3 18.8	27.9 19.3	27.9 17.0	27.3 17.3	27.3 17.3	27.3 20.1	27.3 17.3	27.3 20.6	27.3 25.1	26.8 25.5	27.3 241.5	1.1 —

सारणी (12.3) Contd.

Am जलवायु	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	25.5	26.6	27.5	28.6	28.4	25.8	24.8	25.2	25.7	26.2	26.4	25.7	3.8
5. कालीकट (भारत) (11°N, 76°E)			0.5	1.5	8.1	24.1	88.9	75.7	38.9	21.3	26.2	12.4	2.8	2.5	—
6. कोलम्बो (श्रीलंका) 7°15, 80°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	26.7	26.7	27.8	28.3	28.3	27.8	27.2	27.2	27.2	27.2	26.7	26.7	1.6
			8.1	4.8	10.9	24.6	27.7	18.5	11.2	8.1	12.2	34.0	30.0	12.9	—
7. जकार्ता	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	25.6	25.6	26.1	26.7	26.7	26.1	26.1	26.1	26.7	26.7	26.1	26.1	1.1
			33.0	32.5	19.8	12.9	10.2	9.4	6.6	4.3	7.4	11.4	14.0	21.6	—

सारणी (12.4)

स्टेशन का नाम और स्थिति	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु	अ	सि.	अ	न	दि.	वार्षिक	वर्षा	
मोम्बासा (4°S, 40°E)	तापमान (°C)	26.8	26.8	27.9	27.3	25.7	25.1	24.0	24.6	25.1	25.7	26.2	26.8	26.2	3.6
	वर्षा (सेमी)	2.0	2.3	5.8	19.8	34.8	9.1	8.9	5.6	4.8	8.6	12.7	5.6	120.1	—

सारणी (12.5)
उष्ण कटिबन्धी शुष्क एवं नम (Aw) जलवायु

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु	अ	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक	तापमान परिसर
1.	संगोन (10°N, 107°E)	26.1 2.3	27.2 0.3	28.9 0.8	30.0 4.3	28.9 21.1	27.8 32.0	27.8 28.2	27.8 27.9	27.8 33.8	27.2 28.2	26.7 9.4	26.1 7.9	27.6 196.1	3.9 —
2.	वम्बई (19°N, 73°E)	24.4 0.3	24.4 0.3	26.7 —	28.3 —	30.0 1.8	28.9 50.5	27.2 61.0	27.2 36.8	27.2 26.9	27.8 4.8	27.2 1.0	25.0 —	27.2 183.9	5.6 —
3.	डारविन (12°S, 131°E)	28.9 40.4	28.3 32.8	28.9 25.7	28.9 10.4	27.8 1.8	26.1 0.3	25.0 0.3	26.1 0.3	28.3 1.3	29.4 5.6	30.0 12.2	29.4 26.2	28.3 157.0	5.0 —

सारणी (12 6)

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	सि.	अ.	न	दि.	वार्षिक	तापमान	
As जलवायु																
1.	मद्रास (13°N, 80°E)	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	24.4 2.8	25.6 0.8	27.2 0.8	29.4 1.5	32.2 4.6	32.2 5.1	31.1 9.7	30.0 11.4	29.4 12.2	27.8 28.2	26.1 34.5	25.0 13.5	28.4 125.0	7.8 —
2.	नाथरग (12°N, 109°E)	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	23.9 6.1	25.0 2.8	26.1 2.3	27.8 2.3	28.3 6.1	28.9 5.6	28.9 5.1	28.9 3.8	27.8 17.5	26.7 26.9	25.6 35.3	24.4 24.4	26.7 138.2	5.0 —

(ख) शुष्क जलवायु 'B'

विभिन्न अक्षांशों के अनेक विस्तृत क्षेत्रों पर, शुष्क जलवायु पाई जाती है। इन क्षेत्रों का वार्षिक तापमान परिसर उसी अक्षांश के अन्य जलवायु क्षेत्रों से अधिक होता है। इसका कारण यही है कि शुष्क जलवायु, महाद्वीपों के भीतरी भागों में, विशेषकर पर्वत मालाओं के अनुवर्ती तरफ स्थित है, जिससे उन तक महासागरीय हवाएँ (जो तापान्तर को कम करने की क्षमता रखती हैं) नहीं पहुँच पाती। मेघ रहित आसमान तथा निम्न आर्द्रता के कारण, शुष्क क्षेत्रों में दैनिक तापमान परिसर भी अधिक है। इसका एक कारण यह भी है कि भूमि प्रायः वज्र होने से, दिन का तापमान वनस्पति युक्त भूमि के तापमान की अपेक्षा अधिक होता है। कोपेन ने तापमान के अनुसार शुष्क क्षेत्रों को उष्ण (h), शीत (k) और अतिशीत (k') शुष्क जलवायुओं में बाँटा है।

शुष्क क्षेत्र मुख्यतः दोनों गोलार्द्धों के उपउष्ण कटिबन्धी उच्च दाब पेटिकाओं के अन्तर्गत पाए जाते हैं। इसके उच्च अक्षांशों में पश्चिमी अमेरिका तथा एशिया के आन्तरिक भू-क्षेत्र भी शुष्क या अर्द्ध शुष्क जलवायु रखते हैं। सहारा तथा आसपास के नखलिस्तान, अरब का रेगिस्तान, ईरान, अफगानिस्तान, पाकिस्तान, उत्तरी पश्चिमी भारत, राजस्थान, पश्चिमी चीन, मंगोलिया, एशिया की सीमा के पास सोवियत रूस का दक्षिणी भाग तथा मेक्सिको के भीतरी भाग, उत्तरी गोलार्द्ध के मुख्य शुष्क क्षेत्र हैं। दक्षिणी अमेरिका का पश्चिमी तट, 20^0 द. से नीचे का अफ्रीका तथा आस्ट्रेलिया का बहुत सा भाग शुष्क जलवायु रखते हैं।

उप उष्ण कटिबन्धीय शुष्क क्षेत्र प्रायः उष्ण कटिबन्धीय महाद्वीपीय वायुराशियों के प्रभाव में रहते हैं तथा कोपेन की सीमा के अनुसार BW/h या BS/h जलवायु में आते हैं, जबकि उच्च अक्षांशों के शुष्क क्षेत्र BSk , BWk , BSk' तथा BWk' जलवायु रखते हैं। इनकी शुष्कता बड़े महाद्वीपों के अत्यधिक भीतरी भागों में इनकी स्थिति के कारण है, जहाँ तक महासागरीय वायु धाराएँ पहुँचने से पहले ही अपनी सारी नमी खो देती है। पर्वत शृंखलाएँ इन क्षेत्रों की शुष्कता बढ़ाने में काफी सहयोग देती हैं। Bk जलवायु क्षेत्र सूर्यो में ध्रुवीय वायु राशियों तथा गर्मियों में उष्ण कटिबन्धी महाद्वीपीय वायुराशियों के प्रभाव में रहते हैं; अतः इनमें तापमान का मौसमी चलन बहुत अधिक होता है। शुष्क जलवायु के कुछ उदाहरण सारणी (12.7) में दिए गए हैं।

सारणी (12.7)

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु	अ.	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक	तापमान	
सा.र.सं. (12.7)																
शुष्क (BS) जलवायु																
1.	जयपुर 27°N, 76°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	16.1 1.0	18.3 0.8	23.9 1.0	29.4 0.5	33.3 1.5	33.9 6.6	30.0 21.1	28.9 18.5	28.9 8.1	26.7 0.8	21.1 0.3	17.2 0.8	25.6 60.1	17.8 —
2.	तेहरान 36°N, 51°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	1.1 4.1	5.6 2.5	8.9 4.8	16.1 3.5	21.7 1.3	26.7 0.3	29.4 0.5	28.3 —	25.0 0.3	18.9 0.8	10.6 2.5	5.6 3.3	16.7 23.6	28.3 —
3.	किमवलें 28°S, 25°E	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	24.4 7.1	23.3 7.9	21.1 7.6	17.2 3.3	12.8 2.3	9.4 0.8	9.4 1.0	12.2 1.0	16.1 1.8	19.4 2.5	21.7 4.3	23.9 6.1	17.6 45.7	15.0 —

सारणी (12.7) Contd.

३६५

मौसम विज्ञान

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज.	फ.	मा.	ग्र.	म.	जू.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक	तापमान परिसर
1.	(BW) जलवायु काहिरा 30°N, 31°E	12.8 1.0	13.9 0.5	17.2 0.5	21.1 0.5	24.4 —	26.7 —	27.8 —	27.8 —	25.6 —	23.3 —	18.3 0.3	14.4 0.5	21.1 3.3	15.0 —
2.	बादाद 33°N, 44°E	9.4 3.0	12.2 3.3	16.1 3.3	21.7 2.3	27.2 0.5	32.2 —	35.0 —	34.4 —	31.1 —	26.7 0.3	17.2 2.0	11.7 3.0	22.8 17.8	25.6 —
3.	कराची 25°N, 67°E	18.3 1.3	20.0 1.3	23.9 1.0	27.2 0.5	29.4 0.3	30.6 2.3	28.9 7.4	27.8 3.8	27.8 1.3	26.7 —	23.3 0.3	19.4 0.3	25.6 19.3	12.3 —

(ग) आर्द्र मध्यतापीय जलवायु (C)

मध्य अक्षांशीय प्रदेश, उष्ण कटिबन्धी तीव्र उष्ण तथा ध्रुवीय सुपार के बीच मध्य तापमान के निश्चित मौसमी परिवर्तन युक्त जलवायु क्षेत्र हैं। इस सक्रमण क्षेत्र में मुख्यतः जलवायु प्रकार C और D पाए जाते हैं। कुछ भाग B जलवायु के अन्तर्गत भी आते हैं। C जलवायु क्षेत्र अपेक्षाकृत निचले अक्षांशों में, जहाँ सर्दियाँ मृदु (mild) होती हैं, पाया जाता है। महाद्वीपों के पश्चिमी तटीय भागों के पवनाभिमुखी क्षेत्रों में, उच्च अक्षांशों में भी C जलवायु मिलता है।

Cs जलवायु (शुष्क ग्रीष्म युक्त मध्य अक्षांशीय) तप्त ग्रीष्म, मृदु शीतकाल तथा सर्दियों में अच्छी वर्षा के गुणों से विभूषित, भू-मध्य सागर के आसपास, मध्य और दक्षिण कैलीफोर्निया, दक्षिणी अफ्रीका तट तथा दक्षिणी आस्ट्रेलिया के कुछ भागों में पाया जाता है। यह प्रायः महाद्वीपों के पश्चिमी तटों की ओर सीमित पाया जाता है। सर्दियों के महीनों का तापमान 5°C से 10°C तथा ग्रीष्म महीनों का तापमान 21° से 26°C के मध्य पाया जाता है। इस जलवायु क्षेत्र में वर्षा साधारणतः कम (38 से 63 सेमी वार्षिक) होती है, जो सर्दियों में उच्चतम राधा गर्मियों में बहुत कम या कभी-कभी शून्य पाई जाती है। सर्दियों में अधिक वर्षा होने के कारण, वाष्पीकरण द्वारा आर्द्रता ह्रास बहुत कम हो पाता है। अतः Cs जलवायु को अर्द्ध शुष्क की अपेक्षा अर्ध-आर्द्र (sub-humid) कहना अधिक उचित होगा।

Ca (f या w) आर्द्र उपोष्ण कटिबन्धी जलवायु है, जो मुख्यतः मध्य अक्षांशीय महाद्वीपों के पूर्वी भागों में पाया जाता है। केवल यूरेशिया का एक छोटा भाग, जो Ca जलवायु युक्त है, शुष्क केन्द्रीय महाद्वीपीय भाग के पश्चिम में स्थित है। इनमें Cs की अपेक्षा अधिक वर्षा पाई जाती है, जो या तो वर्ष भर समान रूप से आवृत्त होती है या ग्रीष्म महीनों में सीमित हो जाती है। जलवायु अपेक्षाकृत निम्न अक्षांशों (25 से 35 अंश) में मिलते हैं। कुछ क्षेत्र, जैसे-उत्तरी भारत और चीन के कुछ भाग मानसून हवाओं से वर्षा प्राप्त करते हैं। यहाँ ग्रीष्म में उष्ण और नम mT हवाएँ तथा शीतकाल में शुष्क और ठंडी महाद्वीपीय वायुराशिया प्रभाव-शील रहती हैं। यहाँ ग्रीष्म ऋतु में औसत मासिक तापमान $25-26^{\circ}\text{C}$ के आसपास मिलता है किन्तु उत्तरी अमेरिका तथा एशिया के विशाल धूल भाग अधिक तप्त पाए जाते हैं। आर्द्रता अधिक होने से इन क्षेत्रों में गर्मियों की रातों भी उमस भरी तथा मेघ युक्त होती है। फलतः तापमान का दैनिक चलन कम पाया जाता है। सर्दियाँ उपोष्ण कटिबन्धी अन्य जलवायु क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक उष्ण होती हैं। तापमान औसत रूप से 5 से 13°C के बीच रहता है।

वार्षिक वर्षा साधारणतः पर्याप्त होती है किन्तु इसका परिमाण स्थान के साथ-साथ बदलता जाता है, जो प्रायः 75 से 170 सेमी तक पाई जाती है। इस जलवायु क्षेत्र की आन्तरिक सीमा पर जहाँ से स्टेपी जलवायु की सीमाएँ आरम्भ

होती है, वर्षा निम्नतम पाई जाती है। अधिकांश क्षेत्रों में, मुख्यतः उत्तरी भारत, दक्षिणी चीन तथा दक्षिणी पूर्वी आस्ट्रेलिया में, जो ग्रीष्म मानसून द्वारा प्रभावित रहते हैं, गर्मियों में बहुत अधिक वर्षा हो जाती है। अमरीकी तथा एशियाई आर्द्र जलवायु के भागों में चक्रवातों से भी अच्छी वर्षा हो जाती है।

कुछ क्षेत्र सूर्यो में भी यथेष्ट वर्षा प्राप्त कर लेते हैं। यह वर्षा प्रायः चक्रवातों, वाताग्र-विक्षोभों तथा पर्वतीय कारणों से जनित होती है। सूर्यो की वर्षा बहुत धीमी गति से पाई जाती है। उदाहरणार्थ शघाई में जनवरी में 5 सेमी की वर्षा 12 वर्षा युक्त दिनों में हो पाती है, जबकि अगस्त की 15 सेमी की वर्षा केवल 11 दिनों में सम्पन्न हो जाती है। 'C' जलवायु युक्त कुछ स्थानों के आकड़े सारणी (12.8) में अंकित हैं।

(घ) अल्पतापीय आर्द्र जलवायु (D)

यह 'C' जलवायु से तापमान की न्यूनता के कारण अलग किया गया है, जिसमें प्रखर ठंड और तुषारयुक्त लम्बी सूर्यो, सक्षिप्त ग्रीष्म तथा वसन्त और पतझड़ का सक्रमण काल मुख्य ऋतुएँ हैं। वार्षिक तापमान परिसर की अधिकता भी 'D' जलवायु का एक मुख्य लक्षण है। प्रखर सूर्यो का कारण, इन जलवायु क्षेत्रों की स्थिति उच्च अक्षांशों तथा आन्तरिक भू-भागों में अनुवर्ती तरफ है। यह जलवायु मुख्यतः महाद्वीपीय विशेषताओं से युक्त पाया जाता है। इसी कारण यह क्षेत्र अधिकतर उत्तरी गोलार्द्ध के यूरेशिया और उत्तरी अमेरिका के 35 से 40 अंश उत्तरी अक्षांशों के मध्य सीमित है। अधिक उत्तर में तथा ऊँचाइयों पर स्थित क्षेत्र पर्याप्त समय तक तुषार से ढके रहते हैं। तुषार का अलविदो बहुत अधिक होने के कारण, अधिकांश सौर उष्मा बिना शोषित हुए वापस परिवर्तित हो जाती है। अतः इन स्थानों पर सूर्यो का तापमान और अधिक घट जाता है।

ग्रीष्म ऋतु वर्षा का मुख्य काल है, जबकि कुछ क्षेत्र सूर्यो में भी अवक्षेपण प्राप्त कर लेते हैं। विभिन्न D जलवायु क्षेत्रों में वर्षा का आवंटन निम्नांकित बातों पर निर्भर करता है :—

(1) कम तापमान पर वायुमण्डल द्वारा अवक्षेपीय वाष्प ग्रहण करने की क्षमता कम हो जाती है।

(2) सूर्यो में महाद्वीपीय प्रतिचक्रवात उत्पन्न हो जाते हैं, जिनसे सम्बद्ध, अवतलन प्रवाह वर्षा के लिए प्रतिकूल परिस्थिति है। ये प्रतिचक्रवात वाताग्र विक्षोभों को भी विकसित करने की प्रवृत्ति रखते हैं।

(3) गर्मियों में इन क्षेत्रों पर स्थित आर्द्र वायुराशियों में अस्थायित्व उत्पन्न होता है, जिससे सवाह्निक मेघ तथा वर्षा उत्पन्न हो सकती है।

(4) गर्मियों में पर्याप्त उष्मण के फलस्वरूप महाद्वीपीय भागों पर निम्नदाब बन जाते हैं, जिनके प्रवाह में महासागरीय मानसून धाराएँ चलने लगती हैं।

सारणी (12.8)

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज	फ	मा	अ.	म.	जु.	अ.	सि	अ	न.	दि	वार्षिक	तापमान प्रतिवर्ष
1.	Cs जलवायु रोम 42°N, 12°E	7.2	8.3	10.6	13.9	17.8	21.7	24.4	24.4	21.1	16.7	11.7	7.8	15.6
		8.1	6.9	7.4	6.6	5.6	4.1	1.8	2.5	6.3	12.7	11.2	9.9	83.1
2.	केपटाउन 34°S, 18°E	21.1	21.1	20.0	17.2	15.0	13.3	12.8	13.3	14.4	16.1	17.8	20.0	16.7
		1.8	1.5	2.3	4.8	9.7	11.4	9.4	8.6	5.8	4.1	2.8	2.0	64.3
1.	महासागरीय Cb श्रौर Cc जलवायु आकलैंड, न्यूजीलैंड 37°S, 145°E	19.4	19.4	18.9	16.1	13.9	12.2	11.1	11.1	12.8	13.9	15.6	17.8	15.0
		6.6	7.6	7.9	8.4	11.2	12.2	12.7	10.7	9.1	9.1	8.4	7.4	111.3
2.	डच हारवर 54°N, 167°W	0.0	0.0	0.6	1.7	5.0	7.8	10.6	10.6	8.3	5.6	1.7	0.0	4.4
		13.7	18.0	14.2	8.6	12.7	6.9	5.8	7.9	14.7	21.3	17.3	18.3	159.4

सारणी (12.8) Contd

1.	Ca जलवायु नागासाकी 32°N, 130°E	/														15.6	211
		तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	56	6.1	8.9	14.4	17.8	21.7	25.6	26.7	23.3	17.8	12.8	7.8		
2.	वाशिंगटन 39°N, 77°W	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	1.1	1.7	6.1	12.2	17.8	22.2	25.0	23.3	20.0	13.9	7.8	2.2	12.8	23.9
				8.1	7.6	8.9	8.4	9.1	9.9	11.2	10.2	7.9	7.9	6.3	7.9	103.4	—
3.	होंगकांग 22°N, 114°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	15.6	15.0	17.2	21.1	25.0	27.2	27.8	27.8	27.2	24.4	20.6	17.2	22.2	12.8
				3.3	4.6	6.9	13.5	30.5	40.1	35.6	37.1	24.6	12.9	4.3	2.8	216.1	—
4.	इलाहाबाद 25°N, 82°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	16.1	18.9	25.0	30.6	33.9	33.9	30.0	28.9	28.9	26.1	20.6	16.7	25.8	17.8
				1.8	1.3	1.0	0.3	0.8	11.9	30.5	27.9	16.0	5.8	0.8	0.5	98.5	—
5.	बाराणसी 25°N, 83°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	15.7	18.4	25.1	30.7	32.9	31.8	29.0	28.4	8.4	25.7	20.1	15.7	25.1	17.4
				1.8	1.5	1.0	0.5	1.5	12.2	30.7	29.5	18.0	5.3	0.5	0.5	103.1	—

Da, Db और D: इस समूह के तीन मुख्य प्रकार हैं, जो कमजोर उष्ण ग्रीष्म ऋतु, शीतल ग्रीष्म ऋतु तथा उप आर्कटिक जलवायुओं को व्यक्त करती हैं। इनकी स्थितियाँ तथा प्रमुख विशेषताएँ निम्नांकित हैं :—

Da तथा Db—ये दोनों महाद्वीपीय जलवायु हैं, जो उत्तरी अमेरिका, पूर्वो एशिया तथा यूरोप के 35 से 40 अंश उत्तरी प्रक्षेत्रों के बीच पाए जाते हैं। इनसे ठीक नीचे यूरोप में Cs तथा अन्य स्थानों पर Ca जलवायु मिलता है। अमेरिकन और एशियाई Da जलवायु का ग्रीष्मकाल उपोष्ण कटिबंधी या कभी-कभी उष्ण कटिबंधी तापमान के समान प्रवृत्ति रखता है। जैसे, जुलाई में सेंट लुइस तथा मंचूरिया के तापमान क्रमशः 26 तथा 25°C है। (यूरोपीय क्षेत्रों के Da का ग्रीष्म काल अपेक्षाकृत ठण्डा होता है (जुलाई-मिलान 24°C तथा बुचरेस्ट (रुमानिया)-23°C) अधिक गर्म ग्रीष्म, ठण्डा शीतकाल; अतः उच्च वार्षिक तापमान-परिसर। ग्रीष्म में पर्याप्त वर्षा, जो आन्तरिक प्रदेशों तथा उच्च मक्षाओं की ओर पड़ती जाती है, ग्रीष्म काल के आरम्भ में अधिकतम वर्षा तथा कहीं-कहीं वातावरण विशेषों द्वारा जनित शीतकालीन वर्षा या तुषारपात इन जलवायु प्रकारों की मुख्य विशेषताएँ हैं।

Dc तथा Dd—50 अंश से उच्च अक्षांशों में चरम महाद्वीपीय क्षेत्रों में ये जलवायु मिलते हैं। इन क्षेत्रों का ऊपरी सिरा दुर्लभ जलवायु क्षेत्र से मिलता है। यूरेशिया और साइबेरिया क्षेत्र में कोनो फॉरेस्ट (Coniferous) जंगलों से युक्त इस जलवायु को टैगा के नाम से भी जाना जाता है। तीव्र ठण्ड वाली लम्बी सर्दियाँ, बहुत सक्षिप्त ग्रीष्म, दसन्त और पतझड़ और गर्मियों में लम्बी अवधि का दिन (55 अंश अक्षांश पर लगभग 17 3 घण्टे) इस जलवायु की सामान्य विशेषताएँ हैं। इन्हीं उप आर्कटिक क्षेत्रों में, मैदानों का तापमान सप्ताह भर में निम्नतम पाया जाता है। बर्लिन-वाल्स (साइबेरिया) Dd का जलवायु युक्त वह क्षेत्र है, जहाँ जनवरी का औसत तापमान—50 7°C तथा जुलाई का 14.5°C है। ग्रीष्म और शीतकाल के तापमानों में इतना अधिक विपर्यास और किसी जलवायु में नहीं पाया जाता है। उप आर्कटिक जलवायु में वर्षा साधारणतः बहुत कम होती है। टैगा क्षेत्रों में वार्षिक अवक्षेपण 40 सेमी तथा उपआर्कटिक कनाडा में 50 सेमी से कम पाया जाता है। इस कम अवक्षेपण का कारण है, वायु मण्डल की कम वाष्प ग्राहिता तथा प्रतिचक्रवाती प्रवाह। सर्दियों में वातावरण द्वारा तुषारपात तथा गर्मियों में महामागरीय हवाओं द्वारा वर्षा जनित होती है।

D जलवायु प्रकारों के कुछ उदाहरण मारसी (12.9) में दिए गए हैं।

(च) ध्रुवीय जलवायु (E)

ग्रीष्मकाल की अनुपस्थिति तथा लम्बी अवधि के दिन और रात इन जलवायु क्षेत्रों की मुख्य विशेषताएँ हैं। ध्रुवों पर लगभग 6 महीने गर्मियों में सूर्य नमकना रहता है, जबकि सर्दियों का लगभग इतना ही समय अन्धेरे में गुज़रता है। E जलवायु की निम्न प्रक्षेत्रीय सीमा आर्कटिक तथा एन्टार्कटिक वृत्त (66½ अंश

सारणी (12.9)

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	सि.	अ	त.	दि.	वार्षिक	तापमान
(Da) जलवायु															
1.	न्यूयॉर्क 40°N, 74°W	0.6	0.6	3.9	9.4	15.6	20.6	23.4	22.2	19.4	13.3	9.4	1.1		23.9
	तापमान (°C)														
	वर्षा (सेमी)	8.4	8.4	8.4	8.4	8.6	8.6	10.4	10.9	8.6	8.6	8.6	8.4		—
2.	पेरिग 40°N, 116°E	4.9	2.4	3.8	13.0	19.8	24.2	25.3	24.5	19.3	12.5	3.5	2.8		30.2
	तापमान (°C)														
	वर्षा (सेमी)	0.3	0.5	0.5	1.5	3.5	7.6	23.9	16.0	6.6	1.5	0.8	0.3		—
3.	ओडसा, रूस 46°N, 30°E	-3.9	-2.2	1.7	8.9	15.0	20.0	22.8	21.7	16.7	11.1	5.0	-0.6	9.4	26.7
	तापमान (°C)														
	वर्षा (सेमी)	2.3	1.8	2.8	2.8	3.3	5.8	5.3	3.0	3.6	2.8	4.1	3.3	40.6	—
4.	मिलान, इटली 45°N, 9°E	0.0	3.3	7.8	12.8	17.2	21.1	23.9	22.8	18.9	13.3	6.7	2.2	12.8	23.9
	तापमान (°C)														
	वर्षा (सेमी)	6.1	5.8	6.9	8.6	10.4	8.4	7.1	8.1	8.9	11.9	10.9	7.6	101.1	—

सारणी (12.9) Contd.

(Da) जलवायु		तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	-1.1	0.6	3.3	8.9	13.9	17.2	18.9	18.3	14.4	9.4	3.9	0.6	8.9	20.0
1.	बलिन 52°N, 13°E			4.3	3.6	4.1	3.8	4.8	5.8	7.6	5.8	4.3	4.3	4.3	4.8	57.7	—
2.	बारसा, पोलैंड 52°N, 21°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	-3.3	-1.7	1.7	7.8	13.9	17.2	18.9	17.8	13.3	7.8	2.2	-1.1	7.8	22.2
				3.0	2.8	3.3	3.8	4.8	6.6	7.6	7.4	4.8	4.1	3.8	3.8	56.1	—
Dc और Dd जलवायु																	
3.	द्राइहाइम 63°N, 10°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	-3.3	-3.3	-0.6	3.9	7.8	12.2	13.9	13.3	9.4	5.0	1.1	-2.2	5.0	17.2
				10.9	7.6	8.6	6.3	5.6	4.8	7.1	8.6	11.2	12.7	9.9	8.6	101.9	—
4.	आर्कजिल 65°N, 41°E	तापमान (°C)	वर्षा (सेमी)	-13.3	-12.8	-7.8	-1.1	5.0	11.7	15.6	13.3	7.8	1.1	-5.6	-11.1	0.6	28.9
				2.3	1.8	2.0	1.8	3.0	4.6	6.1	6.1	5.6	4.1	3.0	2.3	42.7	—

समान्तर) पर मिलती है। E जलवायु क्षेत्रों में, जहाँ लगातार दिन और लगातार रात्रि होती है, जलवायु तत्वों का दैनिक चलन गौण हो जाता है। वार्षिक तापमान निम्नतम उत्तरी ध्रुव पर वसन्त विषुव के थोड़ा पहले पाया जाता है, क्योंकि उससे पहले 6 मास तक कोई सौर उष्मा प्राप्त नहीं होती जबकि भूविकिरण द्वारा ह्रास लगातार होता रहता है।

बहुत उच्च अक्षांशों के अतिरिक्त, निम्नतर अक्षांशों की पर्याप्त ऊँचाइयों पर स्थित कुछेक स्थानों पर भी E जलवायु पाया जाता है। E जलवायु क्षेत्र ध्रुवों से लेकर उष्णतम महीने के 10°C समताप रेखा के मध्य विस्तृत है। जुलाई में 10°C की समताप रेखा आर्कटिक वृत्त के समान्तर एशिया, अलास्का और यूरोप से गुजरती है किन्तु पूर्वोत्तरी अमेरिका तथा ग्रीनलैण्ड में इसकी स्थिति और दक्षिणी में पाई जाती है। यह संभवतः ठण्डे लंबोडोर महासागरीय धारा और ग्रीनलैण्ड ग्राइसकेप के प्रभाव के कारण होता है।

ध्रुवीय जलवायु में पृथ्वी का सबसे कम निम्नतम तापमान और ग्रीष्मावधि पाई जाती है। गर्मियों में सूर्य प्रकाश की अवधि अधिक होने पर भी किरणों का बहुत कम उन्नतांश होने के कारण, तापमान बढ़ने नहीं पाता। इसके अतिरिक्त हिमाच्छादन के कारण सौर-विकिरण का अधिकांश भाग परावर्तित हो जाता है। अतः ग्रीष्म ऋतु में भी ठण्डा बहुत अधिक होती है किन्तु सर्दियाँ इतनी प्रखर पाई जाती हैं कि वार्षिक तापमान परिसर पर्याप्त हो जाता है।

वर्षा बहुत कम (25 सेमी से कम) पाई जाती है किन्तु वाष्पीकरण की कमी के कारण यही वर्षा अपवाह उत्पन्न कर देती है। इस वर्षा का अधिकांश भाग गर्मियों में ही होता है, जब वायुमण्डल की वाष्प ग्राह्यता कुछ बढ़ी होती है। उष्णतम मास के 0°C समताप की सीमा रेखा द्वारा ध्रुवीय जलवायु के दो भाग किए गए हैं टुन्ड्रा (ET) तथा स्थायी हिम या ग्राइसकेप (EF)। EF जलवायु में जहाँ तापमान सदा हिमांक से कम होता है, किसी भी प्रकार की वनस्पतियों की सम्भावना नहीं। यहाँ स्थायी तौर पर गहरा हिमाच्छादन पाया जाता है। टुन्ड्रा जलवायु में कुछ छोटी वनस्पतियाँ पाई जाती हैं। इन क्षेत्रों की भूमि वर्ष के कुछ महीने में हिमाच्छादन से मुक्त रहती है।

EF जलवायु, ध्रुवों के पास स्थित ग्रीनलैण्ड, तथा एन्टार्क्टिक के कुछ भागों में पाया जाता है, जहाँ सदा ध्रुवीय प्रतिचक्रवाती प्रवाह से सम्बद्ध अवतलन धारण प्रमुख रहती है। सारणी (12.10) में ध्रुवीय जलवायु के कुछ उदाहरण प्रस्तुत किए गए हैं।

(छ) पर्वतीय जलवायु

वायुदाब और तापमान का तीव्र ह्रास, तीव्रतर ऊर्ध्व तापमान प्रवणता, मुख्यतः निम्न अक्षांशों में अधिक अवक्षेपण, जलवायु पर ऊँचाई का सामान्य प्रभाव

सारणी (12.10)

क्रमांक	स्टेशन तथा उनकी स्थिति	ज.	फ	मा.	ग्र	म.	जू.	जु.	अ	सि	अ	न	दि.	वापिक	समय
	दुन्दुआ (ET) जलवायु														
1.	बंरोप्वाइट 71°N, 150°W	-21.3 0.8	-25.0 0.5	-25.6 0.5	-18.9 0.8	-61 0.8	1.7 0.8	4.4 2.8	3.9 2.0	-0.6 1.3	-8.9 2.0	-15.0 1.0	-26.1 1.0	-12.2 14.2	43.3 —
2.	स्पिट्सबर्ग 78°N, 14°E	-15.6 3.6	-18.9 3.3	-18.9 2.8	-5.0 2.3	-5.0 1.3	-1.7 1.0	-5.6 1.5	-4.4 2.3	0.0 2.5	-5.6 3.0	-11.6 -2.5	-14.4 3.8	-7.8 30.0	24.5 —
3.	रोकहाबर 63°N, 70°W	-25.7 2.8	-24.9 2.3	-18.9 2.0	-11.1 3.8	-1.9 3.8	3.7 2.8	7.6 6.6	6.8 5.1	2.4 3.0	-3.2 3.8	-10.9 5.6	-19.9 -3.8	—	33.3 —
	EF जलवायु														
1.	लिटिल प्रमेरिका, एटार्कटिका 79°S, 164°W	-5.6 —	-12.8 —	-21.7 —	-31.1 —	-32.4 —	-33.9 —	-36.7 —	-36.7 —	-33.9 —	-25.6 —	-13.0 —	-4.4 —	-25.2 —	32.3 —

है। उष्ण कटिबन्धो में तापमान की कमी के कारण, उच्च स्थान आरामदायक जलवायु प्रस्तुत करते हैं किन्तु इन्हीं कारणों से मध्य अक्षांशों में पर्वतों का जलवायु मैदानों की अपेक्षा कष्टकर पाया जाता है।

पहाड़ियाँ वायुराशियों के मार्ग में प्रायः रुकावट बन जाती हैं। अतः अनुवर्ती भागों के लिए रोध (barrier) का कार्य करती हैं। सर्दियों में हिमालय और तिब्बत के पठार मध्य तथा उत्तरी एशिया में आती अतिशीत हवाओं को भारत पर आने से रोकते हैं। यह बात इस उदाहरण में स्पष्ट है कि जनवरी में कलकत्ता और णघाई, जो लगभग समान अक्षांश पर स्थित हैं, के औसत तापमान क्रमशः 18 और 3°C है। ग्रीष्म मानसून काल में भी ये पर्वत भारतीय मानसून धाराओं को रोक कर उन्हें उत्तर पश्चिम या पश्चिम की ओर परावर्तित कर देते हैं, अन्यथा ये धाराएँ चीन की ओर सीधी चली जाती और लगभग पूरा उत्तरी तथा मध्य भारत शुष्क क्षेत्र बन जाता।

पर्वतीय जलवायु का तापमान चलन प्रायः निर्मांकित विशेषताओं में युक्त पाया जाता है— (1) औसत तापमान का ऊँचाई के साथ उत्तरोत्तर ह्रास (2) ढाल तथा शिखर पर कम और घाटियों में अपेक्षाकृत अधिक वाष्पिक तापमान का परिसर (3) उच्चतम तथा निम्नतम मासिक तापमान का अपेक्षाकृत देर से स्थापित होना (4) पतझड़ ऋतु का वसन्त ऋतु से अधिक उष्ण होना।

चूँकि वायुमण्डल की अधिकांश नमी, निम्नतम तहों में सीमित रहती है, अतः पर्वतों की चोटियाँ प्रायः शुष्क होती हैं। यहाँ वाष्पीकरण भी तीव्र होता है, जिससे त्वचा सूख जाती है और प्यास अधिक लगती है। आरोही तथा अवरोही प्रवाह के साथ नमी का स्थानान्तरण क्रमशः निम्न तहों से शिखर तथा शिखर से निम्नतहों की ओर होता रहता है। फलतः दिन में मेघाच्छन्नता-तन्ना-रात्रि में घाटी-कुहरा की सभावनाएँ होती हैं। अनुकूल परिस्थितियों में दोपहर के बाद गर्जन मेघ भी जनित हो सकते हैं।

पवनाभिमुखी भाग के अधिक वर्षा प्राप्त करने के उदाहरण के रूप में, राकी और ऐंडीज का पश्चिमी भाग, भारतीय प्रायद्वीप में पश्चिमी घाट का पश्चिमी तट तथा हिमालय-शृङ्खलाओं का दक्षिणी ढाल मुख्य हैं, जो पवनाभिमुखी भाग में होने के कारण, अनुवर्ती भाग की अपेक्षा बहुत अधिक वर्षा प्राप्त करते हैं। जहाँ प्रचलित हवाएँ पूर्वी होती हैं, वहाँ पर्वत शृङ्खलाओं के पूर्वी भाग पर अधिक वर्षा होती है। उदाहरण के लिए, दक्षिणी उष्ण कटिबन्ध में मेडागास्कर का पूर्वी तट उद्धृत किया जा सकता है। अनुवर्ती भागों में कम वर्षा के कारण, कहीं-कहीं रेगिस्तान उत्पन्न हो जाते हैं। दक्षिणी अमेरिका के पूर्वी तट पर स्थित पेटोगोनिया का रेगिस्तान इसका एक उदाहरण है।

भारत में कुछ उच्च स्थानों पर स्थित स्टेशनों की ऊँचाई तथा वार्षिक वर्षा निम्नांकित सारणी में दी गई है —

स्टेशन	ऊँचाई (मीटर)	वार्षिक वर्षा (सेमी)
मालदा	31	141
गौहाटी	54	182
तेजपुर	79	189
शिवसागर	97	250
डिब्रूगढ़	106	276
कलिंगपोंग	1209	226
चेरापूँजी	1313	1142
शिलांग	1500	242
श्री नगर	1586	564
दार्जिलिंग	2127	276
उटकमंड	2249	130
कोडाईकनाल	2343	310
कारगिल	2682	31

ऊँचाइयों पर स्थित कुछ स्टेशनों के जलवायुविक आँकड़ों का सारणी (12.1.) में दिया गया है ।

सारणी (12.11)

क्र.सं.	स्थान तथा उनकी स्थिति	ऊँचाई (मीटर)	ज	फ.	मा	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक	सि.सं.
1.	दार्जिलिंग 27°N, 88°E	2248	46 15	57 2.8	10.1 46	13.4 97	14.6 221	15.7 63.3	16.8 820	16.2 66.3	151 467	129 11.4	9.0 20	5.7 05	11.8 311.7	12.4 —
2.	कोदुईकनाल 10°N, 77°E	2343	12.9 7.4	13.4 3.6	15.1 51	16.2 10.9	16.8 152	15.1 104	14.6 127	14.6 17.8	146 185	14.0 246	12.9 208	12.9 11.2	14.6 158.2	4.0 —
3.	अदिस अबाबा 9°N, 39°E	2438	15.6 1.5	16.7 48	18.3 71	17.8 86	18.9 76	17.8 14.5	16.7 27.9	16.1 307	16.1 193	167 2.0	15.0 1.3	15.0 0.5	16.7 126.0	39 —
4.	मेक्सिको सिटी 19°N, 39°E	2258	12.2 05	13.9 05	16.1 13	17.8 2.0	18.3 48	17.8 9.9	16.7 11.4	16.7 11.7	161 99	150 41	13.3 1.3	12.2 0.5	156 579	6.1 —
5.	प्युब्लो, मेक्सिको	2127	12.2 1.0	13.9 0.8	16.1 10	17.8 2.8	18.3 8.9	17.8 173	17.2 14.7	17.2 15.2	16.7 14.0	161 63	14.4 2.3	12.2 10	161 85.3	6.1 —

6. सेडित, स्विट्जरलैंड 47°N, 9°E	2509	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	-8.9 14.5	-8.9 17.0	-8.3 17.0	-4.4 20.6	-0.6 19.8	2.8 28.4	5.0 31.2	5.0 27.4	2.8 21.1	-1.1 18.3	-5.0 12.2	-8.3 15.5	-2.8 243.1	13.9 —
7. लेह, काश्मीर 34°N, 47°E	3505	तापमान (°C) वर्षा (सेमी)	-8.3 1.0	-7.2 0.8	-0.6 0.8	6.1 1.5	10.0 0.5	14.4 0.5	17.2 1.3	16.1 1.3	12.2 0.8	6.1 0.5	0.0 —	-5.6 0.5	5.0 8.1	25.5 —

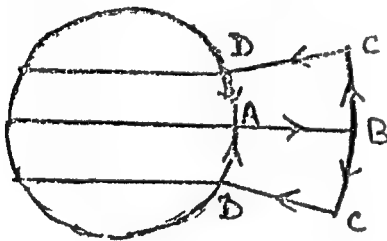
जलवायुविक तत्वों का भौगोलिक आवंटन

(Geographical Distribution of Climatic Elements)

13.10 वायुदाब का भौगोलिक आवंटन

गर्म वायु उसी आयतन की ठीी वायु की अपेक्षा हलकी होगी, अतः स्थान-स्थान पर तापमान परिवर्तन के कारण वायुदाब भी बदलता रहता है। मौसम परिस्थितियों के विश्लेषण में वायुदाबों का थोड़ा अन्तर भी महत्वपूर्ण है। दाबान्तर उत्पन्न करने वाले कारक लगभग वही हैं, जो तापमान में विभिन्नता पैदा करते हैं। इनमें अक्षांश तथा जल-थल का प्रभाव मुख्य है।

इस विचार के आधार पर सामान्यतः विषुवत् रेखीय उष्ण क्षेत्र में निम्नदाब व ध्रुवीय क्षेत्रों में उच्चदाब होना चाहिए तथा तापमान की भांति अक्षाणों के प्रति-दाब को भी नियमित चलन रखना चाहिए, किन्तु ऐसा नहीं है। भूतलीय दाब का प्रतिरूप (pattern) अत्यधिक क्लिष्ट है। पृथ्वी के घूर्णन के अतिरिक्त वायुराशियों की ऊर्ध्वाधर गतियाँ भी दाब को प्रभावित करती हैं। किसी स्थान से ऊपर उठती हवा, वहाँ अपसरण पैदा करके निम्नदाब बना देती है, तो अन्य स्थान पर वही वायु अवतलित होकर, अभिसरण के कारण वायुदाब बढ़ा देती है। उदाहरण के लिए,



चित्र (13.1)

विषुवत् रेखा (A) पर गर्म होकर जो वायु राशि उठती है, वह A पर अपसरण तथा किसी ऊँचाई B पर अभिसरण उत्पन्न करती है। 'B' से उसका धैतिज प्रवाह उच्च अक्षांशों की ओर होता है, जहाँ C से पुनः अवतलित होने के कारण वह मध्य अक्षांशों (30° उ व द. के आसपास) D पर उच्च-दाब बना देगी।

13.11 मोटे तौर पर पृथ्वी के औसत दाब प्रतिरूप में निम्नांकित दाब पैटिकाएँ स्थायित्व रूप में पाई जाती हैं :—

- (1) विषुवत् रेखीय निम्नदाब क्षेत्र या डोलड्रोम।
- (2) उप उष्ण कटिबन्धी उच्चदाब पैटिकाएँ, जो 25 से 35° अक्षांशों के बीच दोनों गोलार्द्धों में स्थित हैं।

(3) उप ध्रुवीय निम्नदाव क्षेत्र, जो 60 से 70° अक्षांशों के बीच दोनों गोलार्द्धों में स्थित है।

(4) ध्रुवीय उच्चदाव क्षेत्र, जो उत्तरी और दक्षिणी गोलार्द्धों के ध्रुवीय अक्षांशों में स्थित है। ये क्रमशः आर्कटिक और एन्टार्कटिक उच्चदाव भी कहलाते हैं।

हान और कोनराद (1930) के अनुसार, उत्तरी गोलार्द्ध में मुख्य अक्षांशों पर समुद्रतलीय वायुदाव का वार्षिक औसत इस प्रकार है —

अक्षांश (उत्तरी)	—	0	30	60	75
दाव (मिलीबार)	—	1010	1016	1010	1014

13.12 इस सामान्य प्रतिरूप में जल और थल के अनियमित वितरण के कारण अनेक परिवर्तन (modification) होते हैं। ये परिवर्तन मौसम विभिन्नता के कारण और भी महत्वपूर्ण हो जाते हैं। सूर्य की उष्मा थल को जल की अपेक्षा गर्मियों में अधिक गर्म और सर्दियों को अधिक ठण्डा कर देती है। अतः सर्दियों में थल के भाग उच्चदाव क्षेत्र बन जाते हैं जबकि जल के भाग अपेक्षाकृत गर्म होने के कारण तुलना में निम्नदाव के क्षेत्र होते हैं। गर्मियों में अधिक गर्म होने से, थल के भागों में निम्नदाव स्थापित हो जाता है और जल में अपेक्षाकृत उच्चदाव।

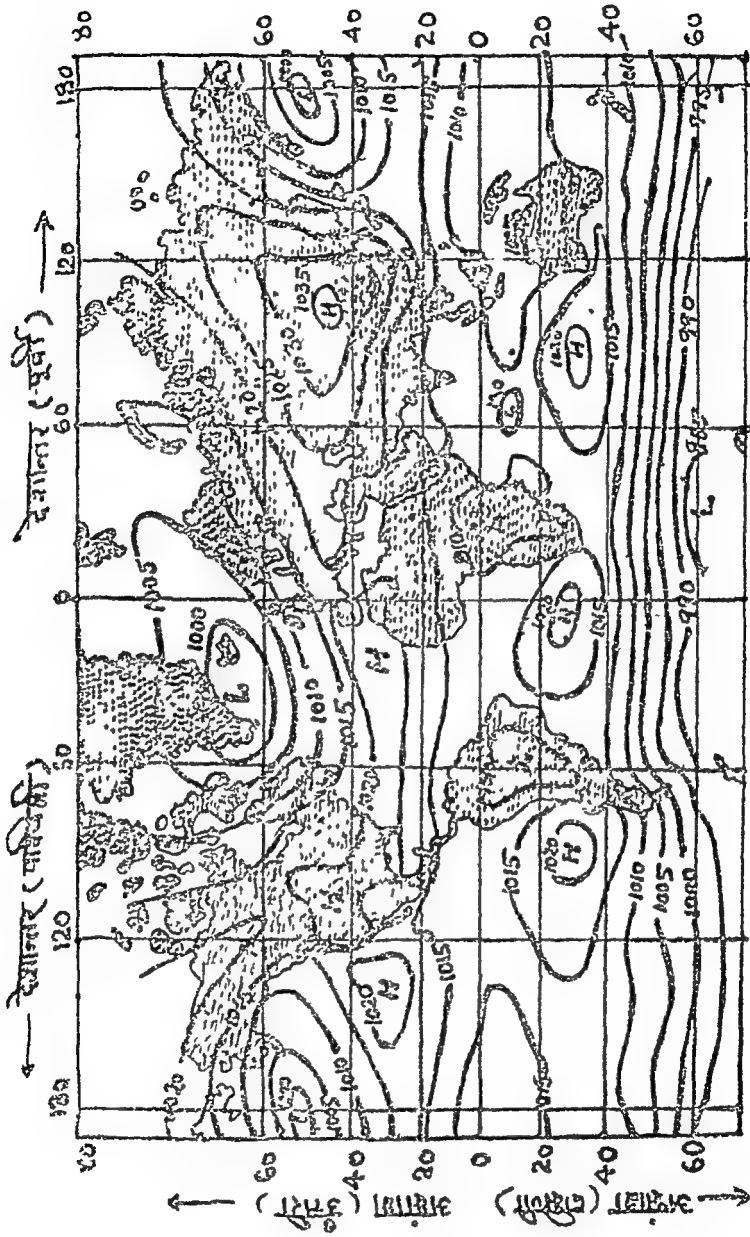
13.13 मानचित्र 13.2 तथा 13.3 में जनवरी और जुलाई के माध्य समुद्र तलों पर औसत समदाव रेखाओं का भूमण्डलीय आवंटन प्रदर्शित किया गया है। ये महीने शीत तथा ग्रीष्मकाल के प्रतिनिधि के रूप में लिए गए हैं। इन मानचित्रों के विश्लेषण से, वायुदाव के भौगोलिक वटन की रूपरेखा विस्तार पूर्वक समझी जा सकती है। कुछ मुख्य बातें नीचे दी गई हैं।

13.14 जनवरी की समदाव रेखाएं

(1) सूर्य के दक्षिणी गोलार्द्ध में स्थानान्तरण के साथ, विपुल रेखीय निम्नदाव क्षेत्र भी दक्षिण की ओर खिसक जाता है। इसकी औसत स्थिति महासागरों में 5-10° द. तथा महाद्वीपों में 10-20° द. के बीच होती है। उत्तरी पश्चिमी आस्ट्रेलिया, दक्षिणी अफ्रीका तथा मध्य दक्षिणी अमेरिका पर क्रमशः 1005, 1006 और 1008 मिलीबार के निम्नदाव क्षेत्र उपस्थित रहते हैं।

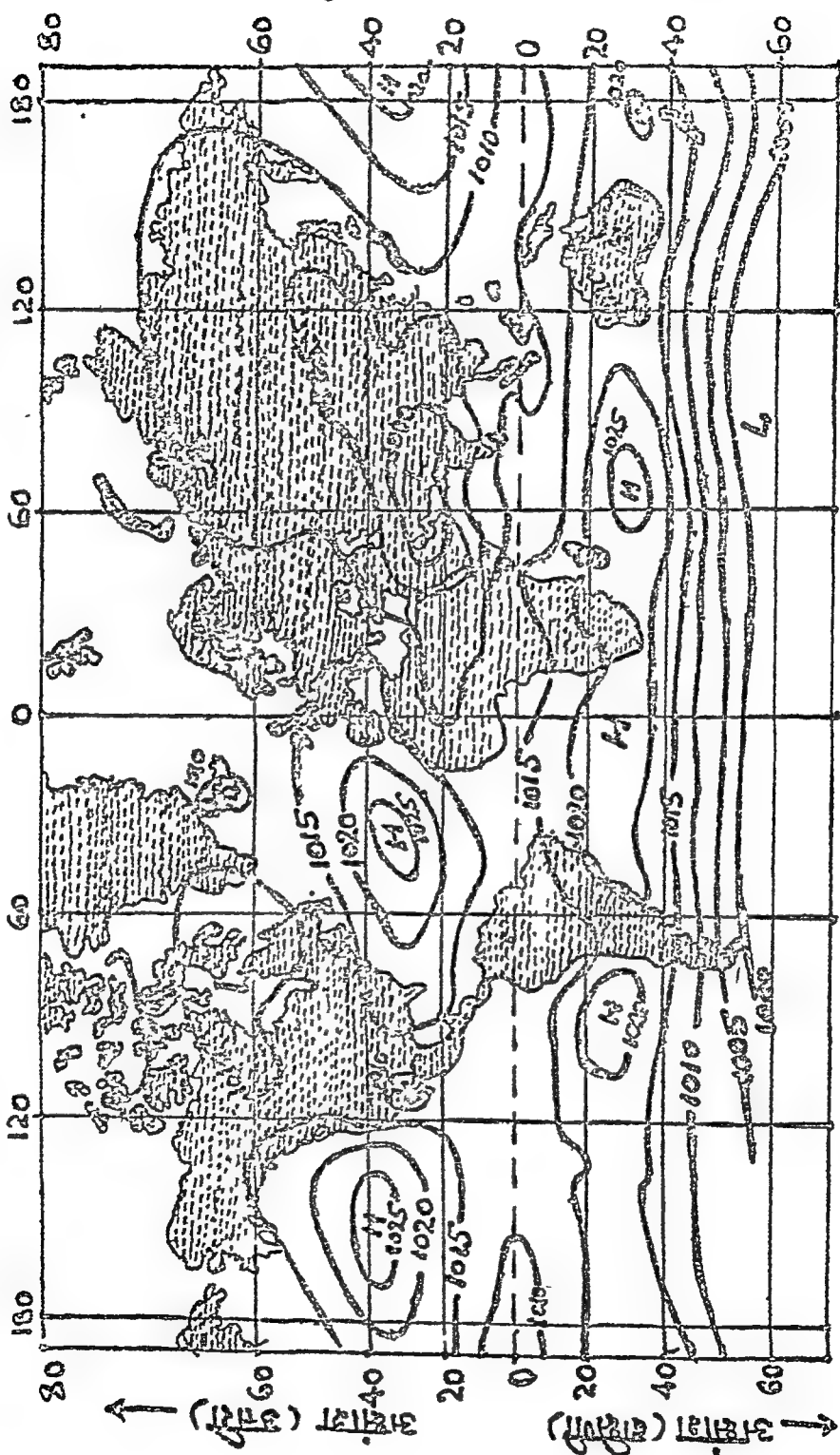
(2) दक्षिणी गोलार्द्ध में उप-उष्णकटिबंधी उच्चदाव क्षेत्र स्पष्ट रूप से 30 से 35° अक्षांश वृत्तों के बीच स्थित है। महासागरों पर 1020 मिलीबार की कोशिकाएं स्थापित हैं। यह उच्चदाव क्षेत्र महाद्वीपों के निम्न दावों द्वारा एक-दो स्थान पर खण्डित पाया जाता है।

(3) दक्षिणी गोलार्द्ध का उप ध्रुवीय निम्नदाव 60 अंश से नीचे आ जाता है तथा बिना खण्डित हुए सर्वत्र व्याप्त रहता है। इसका कारण यह है कि इस क्षेत्र के पूरे वृत्त पर केवल महासागर वर्तमान है।



मौसम माध्यम समुद्र तलीय दब का आवंटन - जनवरी
चित्र (13.2)

← देशान्तर (पश्चिमी) → देशान्तर (पूर्वी) →



औसत माध्य समुद्र तलीय दाब का आवंटन - जुलाई
चित्र (13.3)

(4) उत्तरी गोलार्द्ध का उप उष्ण कटिबन्धी उच्चदाब मुख्यतः मध्य पूर्वी एशिया पर सर्वाधिक तीव्रता के साथ विस्तृत रहता है, जहाँ 45 अंश अक्षांश पर 1035 मिलीबार की उच्चदाब कोशिका वर्तमान पायी जाती है। अपेक्षाकृत कम तीव्रता (1020 मिलीबार) की कोशिकाएँ 30 और 40 अक्षांशों के बीच अटलांटिक एवं पूर्वी प्रशान्त महासागर तथा दक्षिणी पश्चिमी अमेरिका पर भी स्थित होती है।

(5) उप ध्रुवीय निम्नदाब क्षेत्र मुख्यतः दो केन्द्रों में बट जाता है। एक उत्तरी अटलांटिक (50° उ से ऊपर) पर, 1002 मिलीबार की कोशिका के रूप में स्थित होता है। इसे आइसलैंड निम्नदाब कहते हैं। दूसरा, उत्तरी प्रशान्त महासागर पर 996 मिलीबार की कोशिका बनाता है। इसे अल्यूशियन (Aleution) निम्नदाब कहते हैं।

13 15 जुलाई की समदाब रेखाएँ

(1) गर्मियों में सूर्य के साथ विपुवन् रेखीय निम्नदाब का स्थानान्तरण भी उत्तरी गोलार्द्ध में हो जाता है। यह स्थानान्तरण दक्षिणी गोलार्द्ध की अपेक्षा कुछ अधिक होता है। महासागरों में तो डोलड्रम क्षेत्र 5-10° उ. अक्षांश के बीच स्थित रहता है, किन्तु महाद्वीपीय भागों में 15 से 25 अंश अक्षांश वृत्तों में चला जाता है। सर्वाधिक स्थानान्तरण भारतीय उप महाद्वीप में 25° उ. तक होता है।

(2) 70 अंश उत्तरी अक्षांश तक का सारा एशियायी थल भाग, निम्नदाब क्षेत्र बन जाता है। इसकी तीव्रता सबसे अधिक पाकिस्तान और उत्तरी पश्चिमी भारत पर होती है, जहाँ 995 मिलीबार की निम्नदाब कोशिका औसत रूप से दिखाई देती है।

(3) उत्तरी गोलार्द्ध का उप उष्ण कटिबन्धी उच्चदाब बहुत क्षीण हो जाता है और दो विकसित प्रतिचक्रवात कोशिकाओं के रूप में अटलांटिक और प्रशान्त महासागरों में विद्यमान होता है। दोनों प्रतिचक्रवात 1020 मिलीबार की समदाब रेखाओं से बनते हैं।

(4) दक्षिणी गोलार्द्ध में उप उष्ण कटिबन्धी उच्च दाब, 20 से 30° द० के बीच स्थित रहता है। महासागरों में 1020 या 1025 मिलीबार की कई कोशिकाएँ देखी जा सकती हैं। 1020 मिलीबार की एक उच्च दाब कोशिका आस्ट्रेलिया के थल भाग पर विकसित रहती है।

(5) उपध्रुवीय निम्नदाब उत्तरी गोलार्द्ध में बहुत क्षीण हो जाता है, और कहीं-कहीं एक समदाब रेखा से घिरी कमजोर कोशिका के रूप में दिखाई देता है। किन्तु दक्षिणी गोलार्द्ध में यह अपेक्षाकृत गभीर होता है और 60° द० अक्षांश के समानान्तर दौड़ता है।

13 20 उच्च वायु मण्डलीय वायु दाब का आवंटन (Distribution of upper atmospheric pressure)

जैसा कि अध्याय 10 में बताया जा चुका है, ऊपरी वायुमण्डल में दाब प्रणालियों के अध्ययन के लिए समदाब रेखीय मानचित्रों की अपेक्षा कन्दूर मानचित्र

(स्थिरदाब मानचित्र) अधिक उपयुक्त होते हैं। उच्च वायु मण्डल में उच्चदाब के वटन की सबसे मुख्य बात यह है कि जैसे-जैसे ऊपर की ओर जाते हैं, जल-धल का प्रभाव कम होने से दाब का प्रतिरूप सरल होता जाता है। इसके अलावा, सामान्य वायु प्रवाह की प्रकृति भ्रमिल प्रवाह जैसी हो जाती है। यह भ्रमिल सममित नहीं होता। मध्य क्षोभ मण्डल में इसका एक केन्द्र साधारणतः पूर्वी कनाडा के आर्कटिक क्षेत्रों में पाया जाता है तथा दूसरा पूर्वी साइबेरिया के ऊपर। प्रवाह सर्दियों में अधिक तीव्र हो जाता है।

13.21 जनवरी और जुलाई के 850, 500 तथा 200 मिलीबार के औसत स्थिर दाब मानचित्रों के अनुसार, उत्तरी गोलार्द्ध में निम्नांकित मुख्य तथ्य प्रकट होते हैं—

(क) जनवरी

(1) 850 मिलीबार

उप ध्रुवीय तथा ध्रुवीय अक्षांशों पर निम्न दाब पाया जाता है, जिसकी कन्टूर सम रेखा का मान 1200 जी. पी. एम. (geo potential meter) है। 15 से 25° अक्षांशों के बीच 1520 जी. पी. एम. का उच्च दाब क्षेत्र प्रभावशाली रहता है, जो कभी-कभी कई कोशिकाओं में बटा होता है।

(2) 500 मिलीबार

ध्रुवीय अक्षांशों में 5000 जी. पी. एम. का निम्नदाब तथा 10 से 20° अक्षांशों के बीच 5860 जी. पी. एम. का उच्चदाब क्षेत्र पाया जाता है, जो दो या तीन कोशिकाओं में साधारणतः बटा होता है। मध्य अक्षांशों में अधिक दाब प्रवणता होती है जिससे 30 - 50° उ अक्षांशों के बीच तीव्र वायु-प्रवाह पाया जाता है।

(3) 200 मिलीबार

निम्न दाब (10880 जी. पी. एम.) ध्रुवों पर सिमट जाता है। 0 - 20 अंश उत्तरी भाग, 12400 जी. पी. एम. की उच्च दाब कोशिकाओं से घिरा होता है। मध्य अक्षांशों में दाब प्रवणता अधिक होने के कारण, उप उष्ण कटिबन्धीय जेट द्वारा अधिक तीव्र होती है।

(ख) जुलाई

(1) 850 मिलीबार

ध्रुवों पर 1360 जी. पी. एम. का निम्न दाब पाया जाता है। एटलांटिक तथा प्रशांत महासागर क्रमशः 1600 और 1560 जी. पी. एम. के उच्चदाबों से घिरे होते हैं।

(2) 500 मिलीबार

ध्रुवों पर यथावत् निम्न दाब (5440 जी. पी. एम.) तथा 20 से 30° अक्षांशों के सागरीय ... पर ... जी. पी. एम. की उच्चदाब कोशिकाएं ...

मिलती है। इन्हीं अक्षांश वृत्तों के बीच, अफ्रीका तथा भारत के भूखण्ड पर और शक्तिशाली उच्चदाब कोशिकाएँ (5920 जी. पी. एम.) स्थित रहती हैं।

(3) 200 मिलीबार

ध्रुवों पर 11680 जी. पी. एम. का निम्नदाब तथा 25 से 35° उ० अक्षांशों के बीच, अरब से भारत तक तथा चीन पर 12560 जी. पी. एम. कन्दूर का उच्चदाब पाया जाता है। अमेरिका पर भी उच्चदाब कोशिकाएँ बनती हैं, जो अपेक्षाकृत कम तीव्र (12440 जी. पी. एम.) होती हैं।

13.30 धरातलीय तापमान का भौगोलिक आवंटन (Geographical distribution of Surface Temperature)

तापमान मुख्यतः सौर विकिरण द्वारा नियन्त्रित होता है। पृथ्वी की सतह पर इसका आवंटन अक्षांशों, सतह की प्रकृति, ऊँचाई और प्रचलित हवाओं पर निर्भर करता है।

सारणी (13.1)

अक्षांश वृत्तों पर औसत धरातलीय तापमान (°C) का आवंटन

अक्षांश गोला	जनवरी		जुलाई		वार्षिक		परिसर (range)	
	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.
0	26.4	26.4	25.6	25.6	26.2	26.2	0.8 (1.0)	0.8 (1.0)
10	25.8	26.3	26.9	23.9	26.7	25.3	1.1 (1.4)	2.4
20	21.8	25.4	28.0	20.0	25.3	22.9	6.2	5.4
30	14.5	21.9	27.3	14.7	20.4	16.6	12.8	7.2
40	5.0	15.6	24.0	9.0	14.1	11.9	19.0	6.6
50	-7.1	8.1	18.1	3.4	5.8	5.8	25.2	4.7
60	-16.1	2.1	14.1	-9.1	-1.1	-3.4	30.2	11.2
70	-26.1	-3.5	7.3	-23.0	-10.7	-13.6	33.4	19.5
80	-32.2	-10.8	2.0	-39.5	-18.3	-27.0	34.2	28.7
90	-41.1	-13.5	-1.1	-47.9	-22.7	-33.1	40.0	34.4

सारणी (13 1) में दिए गए आकड़ों से स्पष्ट है कि सभी नियन्त्रकों में अक्षांशों का प्रभाव सर्वोपरि है। इस सारणी में विभिन्न अक्षांशों पर सर्दियों, गर्मियों और पूरे वर्ष के लिए, औसत तापमान तथा तापमान का वार्षिक परिसर दिए गए हैं। सारणी में निम्नांकित निष्कर्ष निकाले जा सकते हैं —

(1) तापमान अक्षांशों के साथ लगातार घटता जाता है किन्तु सबसे गर्म अक्षांश विषुवत् रेखा न होकर 10^0 उ. है। सर्दियों में विषुवत् रेखा पर और गर्मियों में 20^0 उ. से कुछ ऊपर सर्वाधिक तापमान पाया जाता है।

(2) दोनों ही गोलार्द्धों में, सर्दियों में, गर्मियों की अपेक्षा तापमान अक्षांशों के साथ ज्यादा तेजी से घटता है। यह विकिरणों के भीममी चलन के कारण होता है। सौर और भू विकिरणों का अन्तर (जिस पर तापमान निर्भर करता है) शीत गोलार्द्ध में ग्रीष्म गोलार्द्ध की अपेक्षा अक्षांशों के साथ बहुत कम परिवर्तित होता है। इस प्रकार, ताप प्रवणता शीत काल में अधिक पाई जाती है। इसी कारण शीत काल में सामान्य वायु प्रवाह, ग्रीष्म काल की अपेक्षा अधिक तीव्र होता है।

नोट करने की बात यह है कि केवल विकिरण सन्तुलन ही किसी स्थान का तापमान निर्धारित नहीं करता। अन्य कारण भी तापमान को प्रभावित करते हैं। इसी कारण, अक्षांशों के प्रति विकिरण और तापमान का आवटन समानान्तर नहीं है। उदाहरणार्थ, जनवरी में विकिरण का आविद्य 30^0 द. अक्षांश पर सर्वाधिक होता है, जबकि इस महीने में अधिकतम तापमान विषुवत् रेखा पर पाया जाता है।

(3) कुल मिलाकर उत्तरी गोलार्द्ध का औसत वार्षिक तापमान, दक्षिणी गोलार्द्ध से ज्यादा है। वार्षिक औसत के आधार पर उत्तरी गोलार्द्ध का हर अक्षांश, दक्षिणी गोलार्द्ध के संगत अक्षांश की अपेक्षा अधिक गर्म है। इसका कारण उत्तरी गोलार्द्ध का अधिक थल भाग है।

(4) अक्षांशों के साथ तापमान ह्रास की दर, उष्ण कटिबंध में सबसे कम और ध्रुवीय क्षेत्रों में सर्वाधिक होती है। उदाहरण के लिए —

$$T \text{ (विषुवत्)} - T (30 \text{ अंश उ.}) = 5.8^{\circ}\text{C},$$

$$T (30 \text{ अंश उ.}) - T (60 \text{ अंश उ.}) = 21.5^{\circ}\text{C}$$

$$T (60 \text{ अंश उ.}) - T (90 \text{ अंश उ.}) = 21.6^{\circ}\text{C}$$

दक्षिणी अक्षांशों में यह अन्तर कुछ अधिक होता है, पर प्रायः इसी नियम का पालन करता है—

$$T \text{ (विषुवत्)} - T (30 \text{ अंश द.}) = 9.6^{\circ}\text{C}$$

$$T (30 \text{ अंश द.}) - T (60 \text{ अंश द.}) = 20.0^{\circ}\text{C}$$

$$\text{और } T (60 \text{ अंश द.}) - T (90 \text{ अंश द.}) = 29.7^{\circ}\text{C}$$

(5) उत्तरी गोलार्द्ध में तापमान साधारणतः जुलाई में उच्चतम और जनवरी में निम्नतम होता है तथा दक्षिणी गोलार्द्ध में ठीक इसके विपरीत। अतः उत्तरी गोलार्द्ध के किसी अक्षांश वृत्त पर,

वार्षिक तापमान परिसर = जुलाई का औसत तापमान—जनवरी का औसत तापमान

दक्षिणी गोलार्द्ध में,

वार्षिक तापमान परिसर = जनवरी का औसत तापमान—जुलाई का औसत तापमान ।

सारणी (13.1) के अन्तिम कालम में यही तापमान परिसर दिया गया है ।

परन्तु यह देखा गया है कि विषुवत् रेखा से 10° उ तक उच्चतम तापमान जुलाई में न होकर मई या जून में पाया जाता है । इसी प्रकार इस भाग में अनेक स्थानों पर, जनवरी निम्नतम तापमान का महीना नहीं है । अतः विषुवत् रेखा और 10° उ. के लिए अंतिम कालम में दिए गए आँकड़े वास्तविक परिसर नहीं प्रदर्शित करते । सबसे गर्म और सबसे ठंडे महीनों के तापमान अन्तर के अनुसार—

विषुवत् रेखा पर वार्षिक तापमान परिसर = 0.9°C तथा 10° उ. पर वार्षिक तापमान परिसर = 1.4°C । तापमान परिसर, उष्ण कटिबन्धी अक्षांशों में कम है और दोनों ध्रुवों की ओर साधारणतः बढ़ता जाता है । इसका कारण यह है कि उच्च अक्षांशों में सौर विकिरणों का वार्षिक चलन बहुत ज्यादा है, जबकि विषुवत् रेखा के आसपास वर्ष भर सूर्य लगभग समान तीव्रता से चमकता है ।

लेकिन 30° द के दक्षिण में तापमान परिसर पुनः घटता है और 50° द. पर दूसरा निम्नतम प्रस्तुत करता है । इसका कारण यह है कि 30° द के बाद महाद्वीपीय भाग बहुत तेजी से कम होता जाता है । 30° द परिधि का 20% भाग थल से ढका है, जबकि 40° द. की परिधि पर थल भाग केवल 4% हो जाता है । यहाँ महासागरीय प्रभाव, अक्षांशीय प्रभाव से अधिक शक्तिशाली पड़ता है, जिसके फलस्वरूप तापमान परिसर बढ़ने के बजाय घटने लगता है ।

(6) वार्षिक तापमान विस्तार उत्तरी गोलार्द्ध के हर अक्षांश पर, दक्षिणी गोलार्द्ध के सगत अक्षांश से अधिक है केवल 10° उ. को छोड़कर । उत्तरी गोलार्द्ध में अधिक महाद्वीपीय प्रभाव ही इसका कारण है । 10° उ और 10° द अक्षांशों पर थल का प्रतिशत भाग बराबर है, किन्तु तापमान परिसर 10° द पर अधिक है ।

(7) दोनों गोलार्द्धों और सम्पूर्ण पृथ्वी के लिए औसत तापमानों के आँकड़े निम्नांकित सारणी में दिए गए हैं—

सारणी (13.2)

तापमान ($^{\circ}\text{C}$)

	जनवरी	जुलाई	परिसर
उत्तरी गोलार्द्ध	8.1	22.4	14.3
दक्षिणी गोलार्द्ध	17.1	9.7	7.4
सम्पूर्ण पृथ्वी	12.6	16.0	3.4

उत्तरी गोलार्द्ध में वार्षिक तापमान दक्षिणी गोलार्द्ध से थोड़ा अधिक है परन्तु वार्षिक तापमान परिसर उत्तरी गोलार्द्ध में अपेक्षाकृत बहुत अधिक है। इसका कारण भी उत्तरी गोलार्द्ध का अधिक महाद्वीपीय भाग है, जो ग्रीष्म महीनों में अत्यधिक गर्म और शीत के महीनों में प्रत्यधिक ठंडा हो जाता है।

अतः अधिक गर्म ग्रीष्म काल, अधिक ठंडा शीतकाल तथा अधिक वार्षिक तापमान परिसर आन्तरिक महाद्वीपीय जलवायु की विशेषताएँ हैं। महासागरीय जलवायु में ग्रीष्मकाल अपेक्षाकृत शीतल और शीतकाल गृष्ण होता है।

इन तथ्यों से यह निष्कर्ष निकाला जा सकता है कि धन भाग में, जहाँ तापमान परिसर अधिक है, वहाँ वार्षिक औसत तापमान भी तदनुसार अधिक होगा। उत्तरी गोलार्द्ध में 35 या 40 अंश उ तक यह बात सही पाई जाती है। पर हमने ऊँचे अक्षांशों में तापमान परिसर बढ़ने पर, औसत वार्षिक तापमान कम होने देखा है। उदाहरण के लिए 47° उ. पर दो स्थान नान्टेस (20 प) और मुसोमेट (19° पू) पर विचार कीजिए। नान्टेस में तापमान परिसर 13.8°C और वार्षिक तापमान 11.1°C है, जबकि मुसोमेट में तापमान परिसर 23.4°C होने हुए भी वार्षिक तापमान नान्टेस से कम, 9.9°C है।

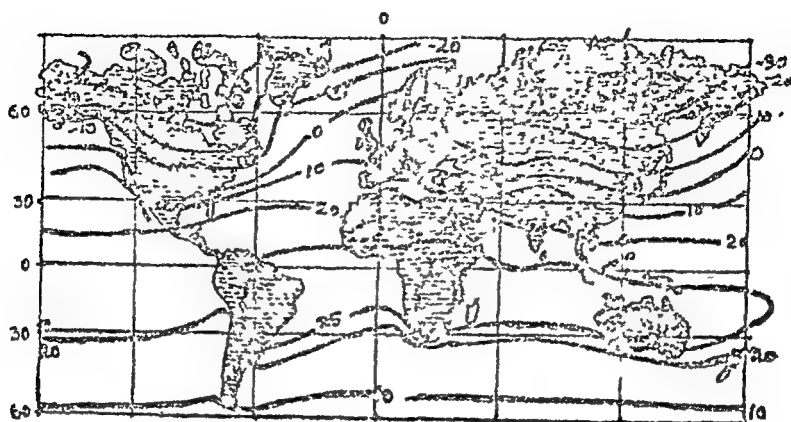
इस विपरीत चलन का कारण यह है कि उच्च अक्षांशों में रात में अश्वत् की ओर गर्मियों का तापमान उतनी तेजी से नहीं बढ़ता, जितनी तेजी में गर्मियों का तापमान घटता है।

लेकिन यह कहना ठीक नहीं है कि उत्तरी गोलार्द्ध का वार्षिक तापमान अधिक होने का कारण, केवल अधिक अक्ष का भाग ही है। हम गोलार्द्ध के महासागर भी दक्षिणी गोलार्द्ध के महासागरों में अधिक गर्म हैं। इसके दो कारण हैं :-

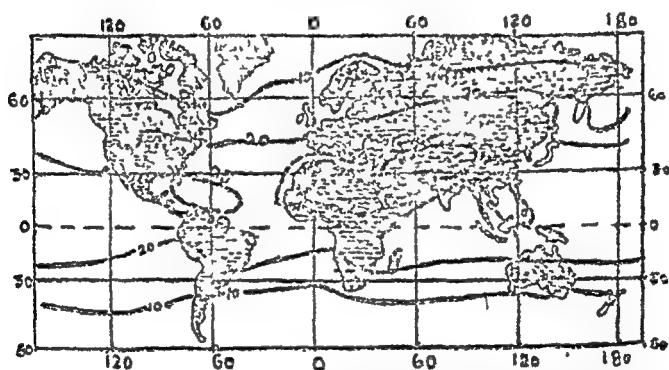
(1) दक्षिणी पूर्वी व्यापारिक हवाओं द्वारा दक्षिणी उष्ण कटिबंध की गर्म जलराशि का उत्तरी गोलार्द्ध में आगमन।

13.31 तापमान आर्खंटन पर जल और थल भागों का प्रभाव

उपर्युक्त तथ्यों के अतिरिक्त जल और थल का, तापमान आर्खंटन का प्रभाव चित्र (13.4) और (13.5) में दिए गए जनवरी और जुलाई के समुद्र स्तर पर



औसत अरातलीय तापमान का आर्खंटन - जनवरी
चित्र (13.4)



औसत तापमान का भौगोलिक आर्खंटन - जुलाई
चित्र (13.5)

समताप मानचित्रों द्वारा और स्पष्ट हो जाता है। इनमें उच्च भू-भाग के तापमानों को $0.65^{\circ}\text{C}/100$ मीटर हास पर समुद्र तल पर अवतरित करा लिया गया है। ये समताप रेखाएँ निम्नांकित तथ्य स्पष्ट करती हैं :—

(1) अधिकांश भागों में जनवरी की समताप रेखाएँ, अक्षांश के वृत्त के समानान्तर नहीं चलती। उत्तरी गोलार्द्ध में महाद्वीपों में प्रविष्ट होते समय, ये रेखाएँ नीचे की ओर मुड़ जाती हैं। इससे स्पष्ट है कि महाद्वीप, महासागरों की अपेक्षा ठंडे हैं।

उत्तरी गोलार्द्ध का सबसे ठंडा स्थान साइबेरिया में बर्खोव्यान्स्क (68° उ. 133° पू.) है, जहाँ जनवरी का औसत तापमान -50°C पाया जाता है। परन्तु गर्मियों में इसका तापमान काफी बढ़ जाता है। जुलाई का औसत तापमान

150°C हो जाता है। अतः वार्षिक तापमान अधिक नहीं गिर पाता। ससार का सर्वाधिक ठंडा स्थान संभवतः एन्टार्क्टिक प्रदेशों में, वोस्तोक (vostok) है, जहाँ 24 अगस्त 1960 को लिया गया - 88.3°C का तापमान अब तक का रिकार्ड धरातलीय निम्नतम तापमान है।

(2) मध्य अक्षांशों में जनवरी में महाद्वीपों का पश्चिमी तट, पूर्वों की अपेक्षा गर्म है। इसका कारण इस भाग की पश्चिमी हवाएँ हैं, जो सागरों की अपेक्षाकृत गर्म हवाएँ, पश्चिमी तटों पर लाती रहती हैं। उदाहरण के लिए 40°C की रेखा लीजिए, जो उत्तरी अमेरिका के पश्चिमी तट के 45° उ. और पूर्वों तट को 36° उ. पर काटती है।

जल और थल सीमा पार करते समय, समताप रेखाओं का उत्तर या दक्षिण में विचलन, उष्ण कटिबंधों और मध्य अक्षांशों में बहुत कम है। यह इन भागों के कम तापमान परिसर के कारण होता है।

(3) जुलाई की रेखाओं से स्पष्ट है कि इस ऋतु में महाद्वीपीय भाग आसपास के सागरों में अधिक गर्म है। इस महीने में जल और थल भाग पार करते समय रेखाएँ विपरीत दिशा में विचलित होती हैं।

(4) दक्षिणी गोलार्द्ध के लिए जनवरी गर्मियों का महीना है, जब यहाँ महाद्वीपों का तापमान महासागरों से अधिक होता है। दक्षिणी अमेरिका, दक्षिणी अफ्रीका और ऑस्ट्रेलिया पर बन्द समताप रेखाओं द्वारा यह स्थिति प्रकट है।

जनवरी और जुलाई दोनों महीनों में दक्षिणी गोलार्द्ध की रेखाएँ व्यापक नियमित और अक्षांशों के समानान्तर हैं। यह, जल भाग की प्रमुखता के कारण उत्पन्न समता का परिणाम है।

(5) जनवरी की रेखाएँ एक दूसरे से अधिक निकट हैं, जिससे स्पष्ट है कि रेखांशिक तापमान प्रवणता सर्दियों से अधिक होती है।

13.32 तापमान का दैनिक चलन

दैनिक तापमान साधारणतः सूर्योदय होने के ठीक बाद निम्नतम तथा दोपहर के 1 से 3 घण्टे के बाद उच्चतम होता है। उच्चतम और निम्नतम तापमानों का अन्तर दैनिक तापमान परिसर कहलाता है। यह स्पष्ट है कि तापमान निम्नतम से उच्चतम तक उठने में, उच्चतम से निम्नतम तक गिरने की अपेक्षा कम समय लेता है। दैनिक तापमान परिसर निम्नलिखित वास्तो पर निर्भर करता है:—

(1) आकाश की अवस्था

मेघाच्छन्न दिनों में तापमान परिसर कम होता है, क्योंकि बादल, सौर विकिरणों को नीचे आने से और पृथ्वी की वहिर्गामी विकिरणों को बाहर जाने से

रोकते हैं। फलस्वरूप उच्चतम तापमान कम और निम्नतम तापमान अधिक हो जाता है। मेघ रहित दिनों में तापमान परिमर अपेक्षाकृत अधिक होता है।

(2) वायु का स्थायित्व

स्थायी वायु मण्डल में, विणेषकर जब भूमितल के पास व्युत्क्रमण स्थित हो, तो भूमि के सम्पर्क में हुई गर्म हवा व्युत्क्रमण तह में ऊपर नहीं जा पाती। फल-स्वरूप सीमित क्षेत्र हो जाने से, वायु राशि ग्रन्थ दिनों की अपेक्षा अधिक गर्म रहती है। इसमें उच्चतम तापमान बढ़ता है। अतः स्थायी वायुमण्डल और निम्न व्युत्क्रमण के दिनों में, दैनिक तापमान परिमर अधिक पाया जाता है।

(3) भू सतह की प्रकृति

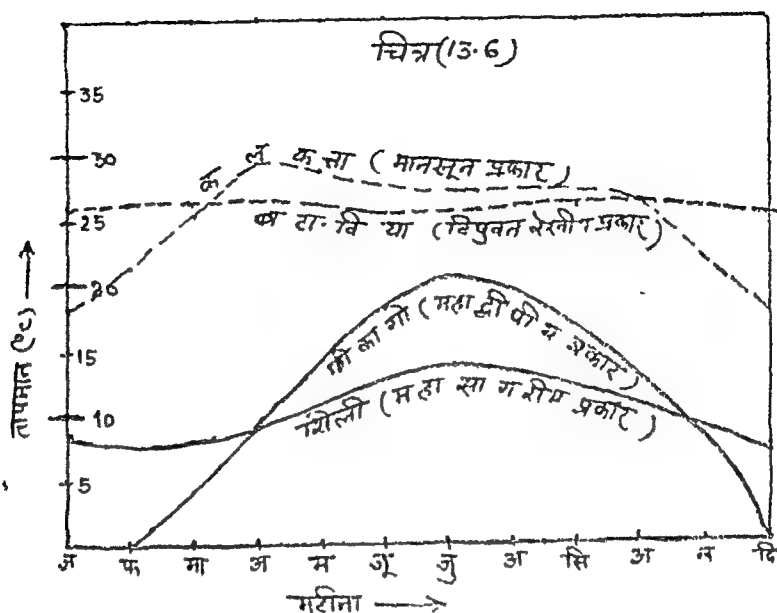
वार्षिक तापमान परिमर की भांति, उन्हीं कारणों से दैनिक तापमान परिमर भी सागरों पर थल की अपेक्षा कम होता है। सागरों पर तापमान उच्चतम भी अपेक्षाकृत पहले (दोपहर के लगभग आधा घण्टा बाद) पहुँच जाता है। कारण यह है कि सागरों के गर्म होने में आपतित और वर्तुगामी विकिरणों में सन्तुलन कुछ पहले ही स्थापित हो जाता है।

तटीय क्षेत्रों में सागर-समीर का नियमित प्रवाह, दिन के मध्य में गर्म भागों का तापमान कुछ कम कर देता है और उस प्रकार तापमान परिमर इन क्षेत्रों में कम हो रहता है।

(4) इस प्रकार यह स्पष्ट है कि दैनिक तापमान परिमर पर अक्षांशों का विणेष नियन्त्रण नहीं है। यह स्थानीय तत्त्वों, जैसे—मेघाच्छन्नता, वायु और धूल के कारण, जल-थल का आवर्तन और वायु-प्रवाह आदि द्वारा अधिक प्रभावित रहता है।

11 33 तापमान की वार्षिक प्रगति (Annual March of Temperature)

हम देख चुके हैं कि वार्षिक तापमान नियमित रूप से अक्षांश के साथ घटता जाता है तथा तापमान परिमर अक्षांश के साथ बढ़ता जाता है। तापमान परिमर महासागरों की अपेक्षा महाद्वीपों में अधिक होता है। इन दो बातों के अनिरिक्त, किसी स्थान के वार्षिक तापमान चलन के अन्तर्गत यह अध्ययन करना भी आवश्यक है कि तापमान उच्चतम और निम्नतम किन महीनों में होता है और कितने समय तक वार्षिक तापमान औसत से ऊपर या नीचे रहता है। इन दृष्टिकोणों से ससार भर में तापमान चलन प्रायः निम्नांकित 4 रूपों में मिलता है, जिन्हें चित्र (13 6) में दर्शाया गया है।



(1) विषुव रेखीय प्रकार (Equatorial Type)

बेटाविया की तापमान प्रगति देखिए। बहुत ही कम वार्षिक तापमान परिसर इस प्रकार की मुख्य विशेषता है। सूर्य वर्ष में दो बार विषुव रेखीय आकाश से गुजरता है, अतः उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में वर्ष में बहुधा दो उच्चतम और दो निम्नतम पायी जाती है। किन्तु यह दुहरा उच्चतम हर स्थान पर नहीं पाया जाता। उष्ण कटिबंधों की सीमा के पास, जहाँ अधिकतम सौर विकिरण के दोनों समयों में विशेष अन्तर नहीं होता, दुहरा उच्चतम की प्रक्रिया नहीं देखी जाती।

(2) महाद्वीपीय प्रकार (Continental Type)

शिकागो का तापमान चलन इस प्रकार का एक उदाहरण है। यह प्रकार जनवरी में निम्नतम और जुलाई में उच्चतम तापमान प्राप्त करता है। दोनों ही महीने क्रमशः शीत और ग्रीष्म अयनान्तों के बाद पड़ते हैं। चलन का ग्राफ उच्चतम और निम्नतम स्थितियों के सममित (symmetrical) रहता है। उप उष्ण कटिबंधों, मध्य अक्षांशों तथा ध्रुवीय अक्षांशों के महाद्वीपीय भाग, लगभग इसी के समान तापमान चलन प्रदर्शित करते हैं।

(3) मध्य महासागरीय प्रकार (Temperate Maritime Type)

मिल्ली (scilly, 50° उ 6° प) दक्षिणी पश्चिमी इंग्लैण्ड के तटीय भाग में स्थित, ऐसा स्थान है, जो पश्चिमी प्रवाह के कारण सदा महासागरीय हवाओं के प्रभाव में रहता है। इसका तापमान मध्य महासागरीय प्रकार का एक उदाहरण है। यहाँ महाद्वीपीय भागों से तापमान परिसर कम है। इस प्रकार के स्थानों में अधिकतम तापमान जुलाई की अपेक्षा अगस्त में पाया जाता है और इसी प्रकार, निम्नतम तापमान भी कुछ देर से अर्थात् फरवरी या कभी-कभी मार्च के महीने में

मिलता है। इस देरी का कारण जल मिश्रण तथा संचालन है। उष्मा प्राप्त करते ही जल भाग संचालन तथा मिश्रण द्वारा उष्मा को अधिक आयतन में फैला देता है। उच्चतम तथा निम्नतम तापमान स्थापित करने के लिए, जनरलिंग का उसी महाराष्ट्र तक समान रूप से तब तक गर्म या ठण्डा होना आवश्यक है, जब तक कि मिश्रण या संचालन क्रिया सतह के जल को स्थानान्तरित करने में समर्थ न हो सके। उच्चतम तापमान देर से प्राप्त करने की विशेषता उन तटीय स्टेशनों पर और अधिक पाई जाती है, जो ठण्डे महासागरीय धाराओं के सम्पर्क में आते हैं। जैसे— मेनफ्रामिस्को (कैलीफोर्निया), मागोउ (मोरको) और कांगो (पेरू) के तट।

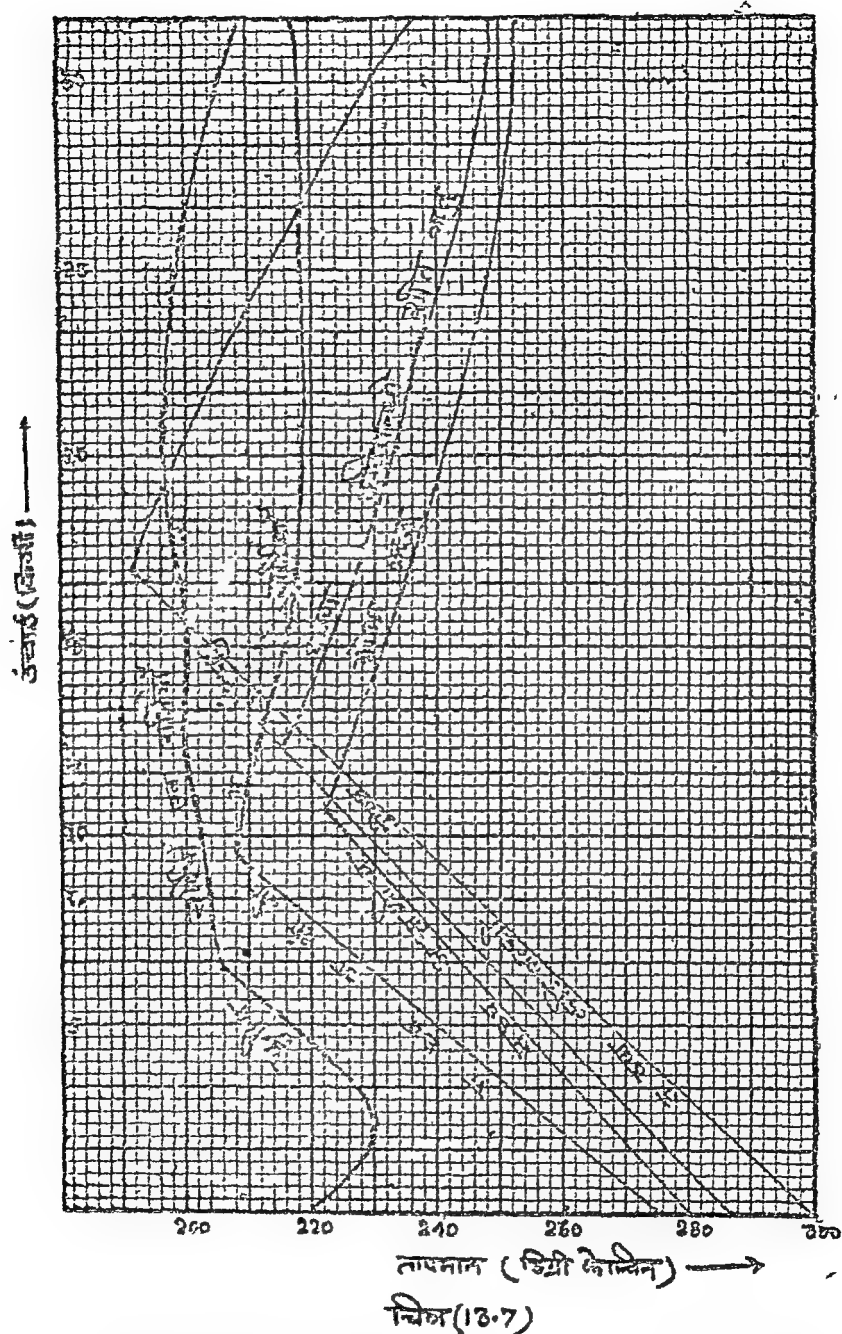
(4) मानसून प्रकार (Monsoon Type)

इस प्रकार के सामान्य उदाहरण के लिए कलकत्ता की वार्षिक तापमान प्रगति पर विचार करें। दक्षिणी पश्चिमी मानसून धाराओं के आगमन में उन क्षेत्रों में एकाएक वादल तथा वर्षा की वृद्धि होने में तापमान की वृद्धि रुक जाती है और तापमान उच्चतम जुलाई के वज्रात मई में ही स्थापित हो जाता है। मानसून स्वतन्त्र होने के बाद तापमान स्वाभाविक रूप में फिर बढ़ता है और मासिक चलन के अन्तर्गत सितम्बर में द्वितीय उच्चतम प्रस्तुत करता है।

हर मानसून प्रभावित क्षेत्र ऐसा ही तापमान चलन प्रदर्शित करता है। परन्तु उच्चतम और निम्नतम तापमान की स्थापना मानसून की पद्धति और काल पर निर्भर करती है।

13.40 औसत ऊर्ध्व वायु तापमान का भूमण्डलीय आवंटन (Global distribution of average upper air temperature)

चित्र (13.7) में दी गई रेखाएँ उष्ण कटिबंध, मध्य गोलार्ध तथा ध्रुवीय क्षेत्रों में ग्रीष्म और शीत काल के लिए तापमान का 25 किमी तक उच्चाधिकार आवंटन अलग अलग प्रदर्शित करती हैं। इन रेखाचित्रों से निम्नांकित उल्लेखनीय तथ्य सामने आते हैं :—



(1) उच्च अक्षांशों के शीतकाल को छोड़ कर, सतार के हर भागों और हर अक्षांशों में हाम दर 8-10 किमी की ऊँचाई तक लगभग समान है। इस हाम दर का औसत मान $5-6^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ है। हाम दर उच्च स्तरों पर निम्न स्तरों की अपेक्षा थोड़ी अधिक प्रतीत होती है।

उच्च अक्षांशों के शीत काल को छोड़ कर अन्य तापमान हाम रेखाएँ क्षोभ सीमा (7 किमी ध्रुवों पर से 17 किमी उष्ण कटिबंधों पर) पर एकाएक रुक जाती

है, तत्पश्चात् स्थिर मण्डल में तापमान की बहुत ही धीमी किन्तु लगातार वृद्धि प्रदर्शित करती है। ह्रास दर का यह परिवर्तन लगभग 100 मीटर मोटी वह मे अवानक ही उत्पन्न होता है। उगमे स्पष्ट है कि धीमे और स्थिर मण्डलों का तापमान विभिन्न प्रणालियों द्वारा नियन्त्रित होती है।

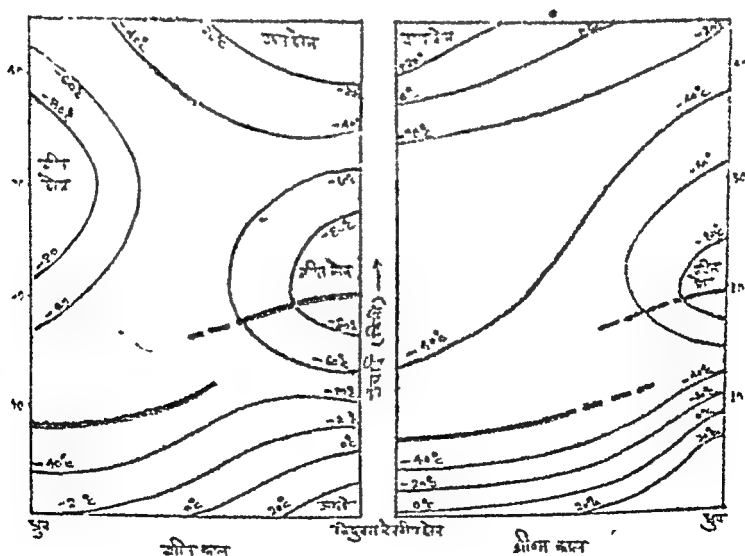
धीमे सीमा के बाहर उष्ण कटिबन्धीय तापमान यद्यपि अपेक्षाकृत अधिक होती में बढ़ता है तथापि यह मध्य और उच्च अक्षांशों के शीत तापमानों में कम ही रहता है।

उच्च अक्षांशों में धीमे सीमा की ऊँचाई उष्ण कटिबन्धीय धीमे सीमा की ऊँचाई (17 किमी) में कम होती है। 60 अंश के बाहर यह ऊँचाई गर्मियों में 10 किमी और सर्दियों में 9 किमी के लगभग रह जाती है। कम ऊँचाई के कारण उच्च अक्षांशों की धीमे सीमा अपेक्षाकृत अधिक गर्म होती है।

(2) वायुमण्डल का सबसे कम तापमान उष्ण कटिबन्धीय धीमे सीमा पर पाया जाता है। यहाँ तापमान -80°C से भी नीचे पहुँच जाता है। ध्रुवीय क्षेत्रों के गीत कालीन रेखा में यह प्रतीत होता है कि 25 किमी में ऊपर (लगभग 40 किमी तक) का तापमान भी लगभग विषुववृत्तीय धीमे सीमा जितना ही कम है।

(3) ध्रुवीय सर्दियों में तापमान निम्न धीमेमण्डल में ऊँचाई के साथ इतनी अधिकता से बढ़ता है कि ग्रीनलैंड तापमान में भी स्पष्ट व्युत्क्रमण दिखाई देता है।

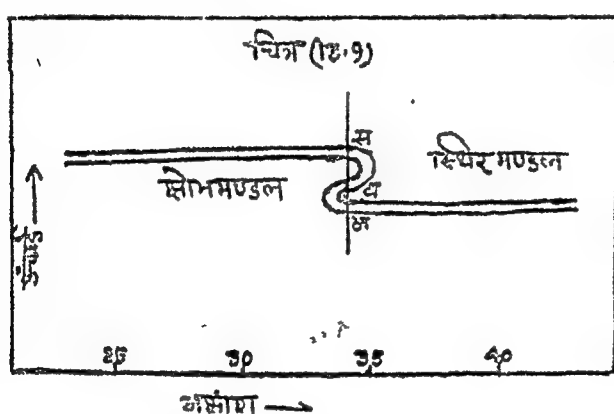
(4) ध्रुवीय क्षेत्रों में शीत और ग्रीष्म काल के तापमान आवदन, बहुत अन्तर प्रदर्शित करते हैं। स्थिर मण्डल में तापमान ध्रुवीय गर्मियों में सबसे अधिक होता है जबकि गर्दियों में ध्रुवीय स्थिर मण्डल गमन रूप में सर्वाधिक शीतल क्षेत्र बन जाता है। यह वान चित्र (13.8) में और अधिक स्पष्ट हो जाती है।



उच्चतम वायुतापमान का आवदन
चित्र (13.8)

13.41 चित्र (13.8) भूमध्य से ध्रुव तक एक देशान्तर रेखा के ऊपर लिया गया एक अनुप्रस्थ काट (cross section) है। पहला भाग ग्रीष्म गोलार्द्ध और दूसरा भाग शीत गोलार्द्ध को चित्रित करता है। 30° से 35° अक्षांशों के बीच क्षोभ सीमा का टूटना इन चित्रों में स्पष्ट है।

अक्षाण के साथ क्षोभ सीमा की ऊँचाई घटती जाती है और सामान्यतः (30–35) अंश प्रक्षाण पर उष्ण कटिबन्धीय क्षोभ सीमा टूट जाती है, जहाँ इसकी ऊँचाई में एकाएक काफी गिरावट आ जाती है। यह टूटी हुई क्षोभ सीमा, मध्य क्षोभ सीमा के रूप में आगे बढ़ती है, जो मध्य और उच्च अक्षांशों के सगम पर एक बार फिर इसी प्रकार टूटती है।



अनेक अवसरों पर क्षोभ सीमा टूटने के बजाय दोहरा मोड़ लेती है। चित्र (13.9) की तरह इन अक्षांशों में लगभग 12 किमी (अ) पर पहली क्षोभ सीमा पार कर स्थिर मण्डल आ जाता है। किन्तु लगभग 14 किमी (ब) पार करने के बाद हमें पुनः क्षोभ मण्डल प्राप्त होता है, जो 16 किमी (स) पर दूसरी क्षोभ सीमा बनाता है।

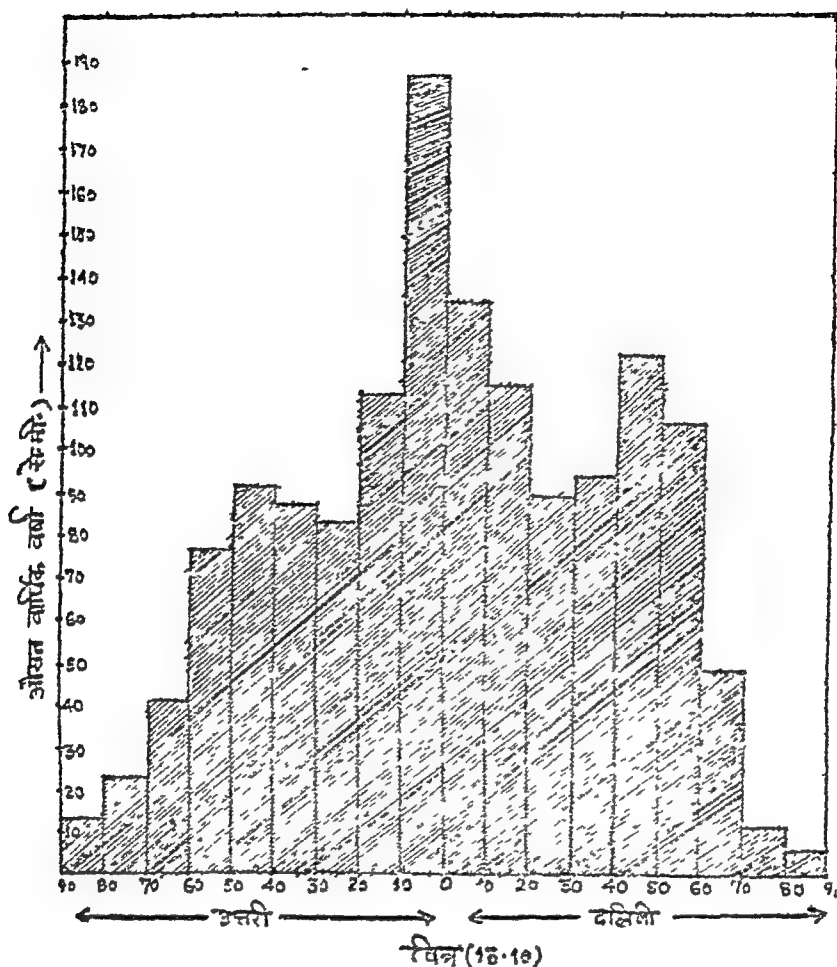
13.42 चित्र (13.8) से यह भी स्पष्ट है कि क्षोभ मण्डल में हर स्तर पर तापमान साधारणतः भूमध्य से ध्रुवों की ओर घटता जाता है। केवल उच्च अक्षांशों की गमियों का तापमान इसका अपवाद है। स्थिर मण्डल में गमियों में तापमान भूमध्य से ध्रुवों तक लगातार बढ़ता है, किन्तु सर्दियों में मध्य अक्षांशीय क्षेत्र, तापमान उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।

13.43 निम्न क्षोभ मण्डल के तापमान, अक्षांशों के अलावा जल और थल आवंटन में भी प्रभावित होते हैं। एक ही अक्षाण वृत्त पर 3–4 किमी ऊँचाई का तापमान थल भाग पर, जल भाग या तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा थोड़ा अधिक पाया जाता है। यह अन्तर महाद्वीपीय उष्मा तथा तापमान अभिवहन का मिला-जुला प्रभाव प्रतीत होता है। इसके सम्बन्ध में अभी तक कोई निश्चित सिद्धान्त स्पष्ट नहीं हो पाया है।

13.50 अवक्षेपण का सामान्य आर्चटन (General distribution of precipitation)

तुपार या वर्षा के लिए आर्द्रता के अलावा वायुमण्डलीय अस्थिरता जिससे वाष्प को उठने और संघनित होकर बादल बनने के लिए सुविधा मिलती है, भी एक आवश्यक तत्व है। इसी कारण विषुव रेखा के उत्तरी क्षेत्र (ट्रोपिक्स) में ससारा का सबसे ज्यादा वार्षिक वर्षा (198 सेमी) रिकार्ड की जाती है। सूर्य की सर्वाधिक ऊष्मा के कारण यहाँ अधिक वाष्पीकरण होता है और साथ ही उत्तरी-पूर्वी और दक्षिणी-पूर्वी व्यापारिक हवाओं के अनिसरण से वायुमण्डल अधिकतर अस्थिर होता है। इसके अलावा चक्रवाती तूफान भी निम्न अक्षांशों के कुछ क्षेत्रों में भारी वर्षा के लिए उत्तरदायी हैं। सूर्य दक्षिणी गोलार्द्ध की अपेक्षा उत्तरी में अधिक दूर तक स्थानान्तरित होता है, जिससे ताप भूमध्य (Thermal equator) और I. T. C. Z. औसत रूप से भौगोलिक भूमध्य से थोड़ा उत्तर की ओर स्थित पाये जाते हैं। इसी कारण अधिकतम वर्षा का क्षेत्र भी भूमध्य की अपेक्षा उत्तर की ओर विचलित हो जाता है।

इस उच्चतम से दोनों गोलार्द्धों में अवक्षेपण की मात्रा, अक्षांशों के साथ थोड़ी बहुत घटती जाती है। किन्तु वर्षा पर अक्षांशों का उतना अधिक नियन्त्रण नहीं है, जितना तापमान पर होता है। अक्षांशों के साथ वर्षा का घटाव नियमित नहीं है। दोनों ही गोलार्द्ध मध्य अक्षांशों (40-50°) में अवक्षेपण का द्वितीय उच्चतम प्रदर्शित करते हैं।



चित्र (13 10) में दिया गया हिस्टोग्राम अक्षांशों के प्रति वार्षिक अवक्षेपण का आवंटन प्रस्तुत करता है। डोलड्रम के उच्चतम के बाद (20—30) अक्षांश दोनों ही गोलार्द्धों में कम वर्षा रिकार्ड करते हैं क्योंकि यह उप-उष्ण कटिबन्धीय उच्चदाब पेटिका का क्षेत्र है, जो सामान्य रूप से स्थायी वायुमण्डल और अवतलन गति के प्रभाव में रहता है। यह स्थिति स्पष्ट ही बादलों के विकास के लिए असु-विवाजक है।

इसके आगे पश्चिमी प्रवाह का क्षेत्र (40—50°), जिसे 'ध्रुवीय वातावरण क्षेत्र' कहा जाता है, तीव्र वातावरण प्रक्रियाओं के कारण अधिक वर्षा प्राप्त कर, द्वितीय उच्चतम स्थापित करता है। यह द्वितीय उच्चतम दक्षिणी गोलार्द्ध में उत्तरी की अपेक्षा अधिक विकसित है। कारण यह है कि 40—60 अंश अक्षांश क्षेत्र में, उत्तरी गोलार्द्ध का केवल 45% भाग जल है, जबकि दक्षिणी गोलार्द्ध का 98% जल है। इससे 40—60° द में अपेक्षाकृत अधिक वाष्प की सुविधा है, जिससे ज्यादा वर्षा होना स्वाभाविक ही है।

इसके आगे के क्षेत्र में ध्रुवीय उच्चदाब के प्रभाव के कारण निचले क्षोभ मण्डल में अवतलन गति प्रचलित रहती है। अतः ध्रुवीय क्षेत्रों में सबसे कम अवक्षेपण होता है। इस कम अवक्षेपण के लिए वहाँ का निम्न तापमान भी उत्तरदायी है।

13.51 वर्षा के आवटन की इस मरल स्फुरेखा को निम्नांकित कारण स्पष्ट करते रहते हैं—

(1) डोलड्रम, उप उष्ण कटिबन्धीय उच्च दाब पेटिका, और पश्चिमी प्रवाह के क्षेत्रों में मौसमी विचलन।

(2) जल और थल का भौगोलिक वितरण।

(3) पर्वत शृंखलाओं की उपस्थिति।

13.52 क्षेत्रीय स्तरों पर काफी अन्तर के बावजूद दोनों गोलार्द्धों में कुल औसत वार्षिक वर्षा में आश्चर्यजनक समता है। उत्तरी और दक्षिणी गोलार्द्ध क्रमशः 1009 तथा 1000 सेमी की औसत वार्षिक वर्षा में प्राप्त करते हैं। इन गोलार्द्धों के वार्षिक वाष्पीकरण का औसत क्रमशः 944 तथा 1064 किमी है। कम वाष्पीकरण के बावजूद उत्तरी गोलार्द्ध में अधिक वार्षिक वर्षा का कारण, I. T. C. Z. का उत्तरी गोलार्द्ध में अधिक स्थानान्तरण तथा उत्तरी मध्य अक्षांशों की वातावरण प्रक्रियाएँ हैं। ससार को कुल वार्षिक वर्षा का लगभग 50% भाग 20° उ — 20° द क्षेत्र में सीमित है। इस क्षेत्र में महाद्वीपीय भाग, दोनों गोलार्द्धों में लगभग बराबर है किन्तु उत्तरी गोलार्द्ध के क्षेत्र में I. T. C. Z. के ज्यादा सक्रिय होने में, वहाँ वर्षा अधिक होती है। किन्तु दक्षिणी मध्य अक्षांशों की अधिक वर्षा इस अन्तर को उदासीन कर देती है।

सारणी (13.3) में दोनों गोलार्द्धों में वर्षा के क्षेत्रीय अन्तर को स्पष्ट करने के लिए अर्धार्ध पेटियों पर सागरीय तथा महाद्वीपीय वर्षा के आँकड़े अलग-अलग दिए गए हैं। तुलनात्मक दृष्टिकोण से वाष्पीकरण, अक्षेपीय जल तथा अवक्षेपण क्षमता के आँकड़े भी साथ ही प्रस्तुत किए गए हैं।

13.53 दोनों ही गोलार्द्धों में वाष्पीकरण, शुष्क उप उष्ण कटिबन्धीय क्षेत्रों में अधिकतम होता है और विपुवत् रेखा तथा ध्रुवों की तरफ घटता जाता है। सम्पूर्ण भूमण्डल पर $10-20^{\circ}$ द क्षेत्र में वार्षिक वाष्पीकरण का मान सर्वाधिक (1541 मिमी) है। $10-20^{\circ}$ उ क्षेत्र अपने गोलार्द्ध क्षेत्र में सबसे अधिक (1389 मिमी) वार्षिक वाष्पीकरण करता है पर दक्षिणी गोलार्द्ध से पीछे रहने का कारण, इस क्षेत्र में अधिकतर पड़ने वाले वे रेगिस्तानी क्षेत्र हैं, जो अपनी शुष्कता के कारण वायुमण्डल को ज्यादा नमी देने में समर्थ नहीं है।

यों दक्षिणी गोलार्द्ध में वाष्पीकरण उत्तरी गोलार्द्ध से औसतन कुछ अधिक होता है। पर उसके महासागरीय क्षेत्र की अधिकता को देखते हुए यह अन्तर बहुत कम है। इसका कारण दक्षिणी गोलार्द्ध का कम तापमान और अधिक मेघा-

सारणी (133)

नीलत वायित्त र्प मित्ती मोटर

	मद्रासीपीय		मठामागरेय		सारीय औसत weighted mean		वाष्पीकरण (मिमीमीटर)		प्रवर्धनीय जल (mm) (मिमीमीटर)		प्रवर्धनीय क्षमता (P) (%)	
	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.	उ.	द.
मोनार्मे प्रदर्शन												
0—10	1405	1539	1991	1415	1934	1445	1235	1304	41.07	40.90	12.9	9.7
10—20	823	1090	1248	1185	1151	1132	1389	1541	36.73	36.66	8.6	8.5
20—30	675	660	895	925	790	841	1246	1416	26.37	29.86	8.2	7.9
30—40	590	565	1175	982	872	932	1002	1256	18.95	23.81	12.6	10.7
40—50	515	798	1352	1222	907	1226	641	895	18.21	18.10	16.3	18.6
50—60	490	972	1125	1067	780	1046	469	520	15.21	12.61	18.6	22.7
60—70	305	170	685	490	415	418	333	174	11.64	6.84	13.3	16.7
70—80	145	79	215	102	185	82	145	45	8.52	2.87	7.8	7.8
80—90	112	18	112	46	112	30	42	0	6.48	1.56	6.7	5.3
0—90	--	--	--	--	1009	1000	944	1064	23.85	22.49	12.1	12.1
सम्पूर्ण भूभाग	671		1140		1004		1004		24.67		12.1	

च्छन्नता है। इसके अलावा उत्तरी गोलार्द्ध के ग्रीनलैंड की अपेक्षा एन्टार्क्टिक का बहुत अधिक क्षेत्र अत्यन्त कम तापमान के कारण वाष्पीकरण के अयोग्य है।

13.54 अवक्षेपीय जल इकाई क्षेत्र (1 वर्ग सेमी) पर खड़े वायु स्तंभ में, कुल वाष्प की मात्रा (ग्राम, सेमी या मिमी) को कहते हैं। साधारणतः कम अवक्षेपीय जल, कम वर्षा दर की ओर इंगित करती है। परन्तु अनेक शुष्क और रेगिस्तानी क्षेत्र, अधिक अवक्षेपीय जल (w) होते हुए भी वायुमण्डल की स्थिरता के कारण बहुत कम वर्षा प्राप्त कर पाते हैं। इसके विपरीत (40-50°) उ. क्षेत्र अपेक्षाकृत कम (w) के होते हुए भी अधिक वर्षा प्राप्त करते हैं क्योंकि वहाँ वातावरण क्रियाएँ वायुमण्डल को अपनी नमी छोड़ देने के लिए विवश कर देती हैं।

जैसा कि आँकड़ों से स्पष्ट है, w का मान दोनों गोलार्द्धों में अक्षांशों के साथ तापमान की तरह लगातार घटता जाता है और ध्रुवों पर निम्नतम होता है। इसका कारण यह है कि कम तापमान पर, वायु की नमी रोक रखने की क्षमता भी कम हो जाती है।

13.55 अवक्षेपण क्षमता (P)

$$(P) = \frac{\text{औसत दैनिक वर्षा}}{\text{औसत अवक्षेपीय जल}} \times 100 = \frac{R}{365 \times w} \times 100,$$

जहाँ, R, स्थान की वार्षिक वर्षा है।

अवक्षेपण क्षमता दोनों गोलार्द्धों के मध्य अक्षांशों में साइक्लोनिक क्रियाओं के कारण अधिकतम होती है। अन्तर्गोलार्द्धीय उष्ण कटिबन्धी अभिसरण क्षेत्र की तीव्रता के कारण P का द्वितीय उच्चतम (0-10°उ.), में पाया जाता है। दोनों गोलार्द्धों के उप उष्ण कटिबन्धी क्षेत्र (20-30° अंश) में उच्चदाब के कारण उत्पन्न अवतलन अवक्षेपण क्षमता को बहुत घटा देता है। वैसे, जैसाकि स्पष्ट है, निम्न तापमान के कारण P का निम्नतम मान ध्रुवों पर ही होता है।

13.60 वर्षा आर्वाटन पर जल और थल का प्रभाव

(1) एक ही अक्षांश वृत्त पर साधारणतः महासागरीय क्षेत्र थल भाग से अधिक वर्षा प्राप्त करता है। केवल 0-10° द. अक्षांश पेटिका इस नियम का अपवाद है।

सारे ससारे के थल और जल भाग पर अलग-सलग औसत वार्षिक वर्षा क्रमशः 67.0 और 114 सेमी है। इस आकलन में द्वीपों की वर्षा, जल-भाग में ही सम्मिलित कर ली गई है। यहाँ यह समझ लेना चाहिए कि द्वीप पर खुले समुद्र की अपेक्षा अधिक वर्षा होती है, क्योंकि वहाँ नमी तो पर्याप्त मात्रा में रहती ही है, पर्वतीय अनुकूलता और ऊँची जमीन के कारण उत्पन्न सवहन धाराएँ भी इस नमी को उठाने में सहायता करती हैं।

(2) डोलड्रम क्षेत्र में वर्षा सर्वत्र समान नहीं होती। अफ्रीका के शुष्क पूर्वी तट को छोड़कर सर्वाधिक वर्षा विषुवत् रेखा के आसपास होती है, जो अक्षांश के साथ घटती जाती है। दोनों गोलार्द्धों के उप उष्ण कटिबंधी उच्चदाब क्षेत्र, अवतलन प्रवाह के कारण कम वर्षा प्राप्त करते हैं। इसी क्षेत्र के महाद्वीपीय भागों में वास्तविक मरुस्थल वर्तमान हैं। उत्तर में शुष्क पेटिका ईरान, अफगानिस्तान, अरब और सहारा रेगिस्तान होते हुए उत्तरी अतलाटिक में दूर तक फैली है। उत्तरी मेक्सिको और दक्षिणी पश्चिमी अमेरिका के शुष्क क्षेत्र भी इसी पेटिका के भाग बनते हैं। दक्षिणी गोलार्द्ध की शुष्क पेटिका पश्चिमी आस्ट्रेलिया, दक्षिणी अफ्रीका और दक्षिणी अमेरिका पर फैली हुई है। दोनों उप उष्ण कटिबंधी शुष्क पेटिकाएँ कहलाती हैं। ये पेटिकाएँ किसी सतत क्षेत्र का निर्माण नहीं करती हैं। इन पेटिकाओं के अन्तर्गत पड़ने वाले सभी महाद्वीपों के पूर्वी भाग अच्छी वर्षा प्राप्त करते हैं तथा बीच-बीच में शुष्क पेटिका को खण्डित कर देते हैं। कम वर्षा का कारण व्यापारिक हवाओं का पूर्वी प्रवाह है, जो पूर्वी तटों पर नम वायु धारा प्रवाहित करता रहता है।

(3) शुष्क पेटिकाओं के द्राव ध्रुवों की ओर वर्षा पुनः बढ़ती है, क्योंकि यह क्षेत्र वातावरण विक्षोभों के प्रभाव में आ जाता है। प्रचलित पश्चिमी हवाओं के कारण, इस क्षेत्र में महाद्वीपों के पश्चिम तट सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करने हैं, जहाँ में भीतरी भागों की ओर वर्षा जनै. जनै: घटती जाती है। उत्तरी और दक्षिणी अमेरिका में क्रमशः राकी और एन्डीज पर्वतों के कारण, अनुवर्ती भागों में, अर्थात् भीतरी थल भागों की ओर वर्षा का घटाव एकाएक और बहुत अधिक हो जाता है।

(4) इससे ऊँचे अक्षांशों में अवतलन प्रवाह और कम तापमान के कारण वर्षा पुन घटती चली जाती है।

13.61 अधिक ऊँचाई पर जहाँ तापमान 0°C से कम है, 10°C से अधिकतर तुषार के रूप में होता है, उष्ण कटिबंधी क्षेत्रों में भी। 10°C से अधिक भाग की अधिक वर्षा तथा अनुवर्ती भागों में वर्षा की अचानक कमी, उच्च ऊँचाई का विशेष गुण है। कभी-कभी अनुवर्ती भाग विलकुल शुष्क रह जाते हैं। उदाहरणार्थ, आस्ट्रेलिया में ग्रीष्म मानसून पूर्वी और उत्तरी भागों में अधिक होता है परन्तु दक्षिण-पश्चिम भाग को सूखा छोड़ जाना है। मेक्सिको के पश्चिमी भाग भी इसी प्रकार के उदाहरण हैं। वैसे इन स्थानों पर कम वर्षा का कारण यह भी है कि इनके पश्चिम में स्थित महासागरों का तापमान दूरी की दूरी पर कम होता है।

13.70 मेघाच्छन्नता (Cloudiness) का भौगोलिक आवंटन

आकाश का वह भाग जो बादलों से घिरा है, मेघाच्छन्नता कहलाता है। इस प्रकार यदि पूरे आकाश के 25% भाग पर बादल छाए हुए हैं, तो मेघाच्छन्नता 25% होगी। मेघाच्छन्नता की परिभाषा में मेघ-आवरण की मोटाई सम्मिलित नहीं है। यह संभव है कि मेघाच्छन्नता 8 आकटा होने पर भी सूर्य की चमक स्पष्ट दिखाई पड़े जैसा कि पक्षाभ मेघों से आच्छादित आकाश में होता है। सी. इ. पी. ब्रुक्स ने स्थल तथा समुद्र पर मेघाच्छन्नता की माध्य प्रतिशतता का कलन किया। उनके अनुसार मेघाच्छन्नता की वार्षिक माध्य प्रतिशतता का आवंटन निम्न सारणी में दिया गया है :—

सारणी (13.4)

उत्तरी गोलार्ध

अक्षांश (अंश)	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
समुद्र	63	70	72	67	66	52	49	53	53
स्थल	—	63	62	60	50	40	34	40	52
माध्य	—	66	63	62	56	45	41	47	53

दक्षिणी गोलार्ध

अक्षांश (अंश)	90-80	80-70	70-60	60-50	50-40	40-30	30-20	20-10	10-0
समुद्र	64	76	72	67	57	53	49	50	—
स्थल	—	—	70	58	48	38	46	56	—
माध्य	—	—	72	66	54	48	48	52	—

मेघाच्छन्नता के भू-मण्डलीय आवंटन में निम्नांकित विशेषताएँ पाई जाती हैं —

(1) साधारणतः सागरीय क्षेत्र पर स्थल की अपेक्षा अधिक मेघाच्छन्नता होती है। केवल दक्षिणी गोलार्ध में 0-10 अंश अक्षांशों के बीच स्थिति, इसके विपरीत है।

(2) अक्षांशों के साथ मेघाच्छन्नता का आवंटन, वर्षा के आवंटन के लगभग समान है। डोलड्रम क्षेत्र में मेघाच्छन्नता काफी अधिक है तथा उपोष्ण कटिबन्धों में यह निम्नतम है। अधिकतम मेघाच्छन्नता साधारणतः मध्य अक्षांशों के उन भागों

मे पाई जाती है जो प्रायः वाताग्र विक्षोभों से प्रभावित रहते हैं। उष्ण कटिबन्ध में अधिकतर मवाहिनिक मेघ पाए जाते हैं। इस मेघों का क्षैतिज विस्तार अपेक्षाकृत कम तथा ऊर्ध्वधर विस्तार अधिक होता है अतः इनसे जनित मेघाच्छन्नता कम होती है।

(3) उष्ण कटिबन्धों में ग्रीष्म काल प्रायः अधिक वर्षा का समय होता है, फलतः मेघाच्छन्नता इन्हीं दिनों में उच्चतम पाई जाती है। निम्नतम मेघाच्छन्नता शुष्क सर्दियों में रहती है। किन्तु जहाँ सर्दियों में अधिक वर्षा होती है, जैसे भूमध्य सागरीय तथा कैलीफोर्निया के तट, वहाँ सर्दियों की मेघाच्छन्नता ग्रीष्म ऋतु की अपेक्षा अधिक पाई जाती है। किन्तु इसका एक अपवाद है। महाद्वीपों के बहुत आन्तरिक भागों में यद्यपि वर्षा गर्मियों में ही अधिक होती है, किन्तु मेघाच्छन्नता अधिकतम सर्दियों में पाई जाती है। इसका कारण यही है कि गर्मियों में, कपासी प्रकार के मेघों से, जो बौद्धार युक्त भारी वर्षा उत्पन्न करते हैं, कम क्षैतिज विस्तार के कारण कम मेघाच्छन्नता मिलती है जबकि सर्दियों में वाताग्र जनित स्तरी प्रकार के मेघ प्रायः आकाश पूर्णतः ढक देते हैं। ये मेघ कपासी मेघों की अपेक्षा अधिक समय तक वर्तमान रहते हैं, तथा अपेक्षाकृत कम तीव्रता की वर्षा देते हैं। इस प्रकार मेघाच्छन्नता और वर्षा की अवधि दोनों ही अधिक हो जाती है। किन्तु सभी महाद्वीपों के आन्तरिक भागों में यह स्थिति नहीं होती। पूर्वी साइबेरिया जहाँ सर्दियों में प्रतिचक्रवाती प्रवाह प्रमुख होता है, वर्षा और मेघाच्छन्नता दोनों गर्मियों में ही अधिकतम पाई जाती है।

इस प्रकार स्पष्ट है मेघाच्छन्नता की मात्रा मेघ के प्रकार पर भी निर्भर करती है।

(4) यही तथ्य दैनिक मेघाच्छन्नता विचलन की भी व्याख्या करता है। दोपहर और शाम के बीच प्रायः कपासी प्रकार के मेघ बनते हैं। इस प्रकार के मेघों का अधिकतम, दोपहर के दो घण्टे बाद माना जा सकता है। स्तरी प्रकार के मेघों के लिए अपेक्षाकृत स्थायी वायुमण्डल आवश्यक है, अतः इनका अधिकतम प्रातः काल में तथा निम्नतम दोपहर बाद को माना जा सकता है। इस प्रकार स्तरी बादलों वाले स्थानों पर जैसे मध्य अक्षांशों की सर्दियों में मेघाच्छन्नता का उच्चतम प्रातः काल तथा मवाहिनिक मेघों के क्षेत्रों में दोपहर बाद होता है। कभी-कभी ये दोनों उच्चतम एक साथ ही पाये जा सकते हैं।

13 80 तड़ित भूभा (Thunder Storm) का भौगोलिक आवंटन

तड़ित भूभा के भौगोलिक आवंटन का अध्ययन यद्यपि रूप में नहीं किया जा सकता, क्योंकि एक बड़े भूभाग, विशेषतः सागर क्षेत्र पर तत्सम्बन्धी आकड़े या तो विलकुल उपलब्ध नहीं हैं अथवा अपर्याप्त हैं। उपलब्ध आकड़ों के अनुसार अक्षांश के साथ तड़ित भूभा की वारम्बारता वंटन में निम्नांकित विशेषताएँ पायी जाती हैं।

(1) साधारणतः तड़ित भूभा की संख्या मांगर क्षेत्रों की अपेक्षा स्थल पर अधिक है। इसका अपवाद केवल 20° उ. अक्षांश पर अक्टूबर से मार्च के

बीच पाया जाता है। इसका कारण यह है कि 20 उ अक्षांश, सहारा मरुस्थल से होकर गुजरता है, जहाँ तड़ित भूभा की घटना बहुत ही कम होती है। अप्रैल से सितम्बर के बीच तड़ित भूभा की संख्या इसी अक्षांश के आसपास स्थित थाईलैण्ड, वियतनाम आदि भूभागों पर बहुत अधिक है, उनके फलस्वरूप पूरे वर्ष के लिए इस अक्षांश पर स्थल पर तड़ित भूभा की बारंबारता सागर क्षेत्रों की अपेक्षा अधिक हो जाती है।

(2) उत्तरी गोलार्द्ध के ग्रीष्म ऋतु (अप्रैल से सितम्बर) में तड़ित भूभा की अधिकतम बारंबारता 10° उ. अक्षांश पर पायी जाती है। किन्तु वर्ष के शेष छ. महीनों में अधिकतम बारंबारता-क्षेत्र का स्थानान्तरण अपेक्षाकृत दक्षिणी अक्षांशों में हो जाता है।

(3) तड़ित भूभा की औसत संख्या उष्ण कटिबंध से उच्चतर अक्षांशों की ओर घटती जाती है। किन्तु यह घटाव पूर्ण रूप से नियमित नहीं है। उप उष्ण कटिबंधी उच्चदाब क्षेत्र में औसत संख्या के घटाव में अनियमितता स्पष्ट रूप से पायी जाती है। केवल अक्टूबर से मार्च के बीच दक्षिणी गोलार्द्ध में यह घटाव काफी नियमित होता है।

(4) ग्रीष्म ऋतु में तड़ित भूभा की अधिकतम बारंबारता का क्षेत्र मध्य अमेरिका, वेस्ट इण्डो, दक्षिणी पूर्वी गल्फ के क्षेत्र, न्यू मैक्सिको, अफ्रीका के विपुवर् रेखा के समीपवर्ती भाग, उत्तर पूर्वी थाईलैण्ड, वियतनाम तथा इस्ट इण्डो है।

(5) तड़ित भूभा की घटनाएँ सहारा तथा अरब के रेगिस्तानी क्षेत्रों में बहुत कम होती हैं। इनके अलावा निम्न अक्षांशों के वे क्षेत्र जहाँ तड़ित भूभा की घटनाएँ कम होती हैं, वे हैं—दक्षिणी अटलांटिक तथा हिन्द महासागर क्षेत्र तथा आस्ट्रेलिया। 50° द. अक्षांश के पं तथा उत्तरी गोलार्द्ध के आर्कटिक क्षेत्र में भी तड़ित भूभा की घटनाएँ अत्यल्प हैं।

(6) शीतकाल में अत्यल्प भूभा का क्षेत्र और विस्तृत हो जाता है। उत्तरी गोलार्द्ध में यह ध्रुव से 50° उ. अक्षांश तक पाया जाता है—उत्तरी अमेरिका के एक बड़े भाग पर ग्रीष्म में तड़ित भूभा की प्रतिशत बारंबारता 10% से अधिक होती है किन्तु शीतकाल में बारंबारता एक सीमित भाग में सिमटकर केवल 5% रह जाती है। इसी प्रकार गल्फ स्टेट्स, मध्य तथा पूर्वी यूरोप तथा वात्कन्स जहाँ ग्रीष्म में प्रतिशत बारंबारता 10% से अधिक होती है शीतकाल में घटकर 1 से 3% तक हो जाती है। ग्रीष्म-काल में तड़ित भूभा की अधिकतम बारंबारता जो थाईलैण्ड तथा वियतनाम में पाई जाती है, शीतकाल में दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होकर ईस्ट इण्डो से लेकर-उत्तरी आस्ट्रेलिया तक विस्तृत हो जाती है। अफ्रीका के विपुवर् रेखीय क्षेत्र मुख्यत 10° उ. अक्षांश पेटिका में पायी जाने वाली अधिकतम बारंबारता शीतकाल में स्थानान्तरित होकर 20° द. अक्षांश के आसपास सीमित हो जाती है।

दक्षिणी अमेरिका में तड़ित भंभा की बारंबारता इक्वेडोर, पेरू तथा अमेजन बेसिन के एक बड़े भाग में अधिक होती है।

उपर्युक्त विवरण से स्पष्ट है कि किसी भी क्षेत्र पर तड़ित भंभा के लिए शीतकाल की अपेक्षा ग्रीष्म काल अधिक उपयुक्त समय है। ऐसा स्वाभाविक है क्योंकि तड़ित भंभा की घटना चार्ज वायु राशि में तीव्र संवाहनिक धारायें उत्पन्न होने के कारण ही घटित होती है। ग्रीष्म काल में धरातल के अधिक उष्मन के कारण तीव्र संवाहनिक धाराएँ सरलता से जनित होती हैं। यही कारण है कि तड़ित भंभा की बारंबारता गोलार्द्धों के ग्रीष्म कालों में अधिक पायी जाती है।

किन्तु यह नियम प्रायः विपुवत् रेखा अथवा इसके समीप वर्तों क्षेत्रों पर लागू नहीं होता है क्योंकि इन क्षेत्रों में ग्रीष्म तथा शीतकाल का अन्तर लगभग नगण्य रहता है।

(7) दक्षिणी एशिया, उत्तरी अफ्रीका तथा ईस्ट इण्डोनेज में अधिकतम बारंबारता दो बार होती है—एक तो वर्षा ऋतु के प्रारम्भ तथा दूसरा वर्षा ऋतु के अन्त में। मध्य अमेरिका, उत्तरी अटलांटिक तथा वेस्ट इण्डोनेज में अधिकतम बारंबारता अगस्त माह में पायी जाती है। हिन्द महासागर में विपुवत् रेखा के उत्तरी भाग में अधिकतम बारंबारता मई में होती है, जबकि विपुवत् रेखा के दक्षिणी भाग में सभी सागर-क्षेत्रों में जनवरी से मई के बीच अधिकतम बारंबारता स्थापित हो जाती है।

(8) दैनिक चलन स्थलीय क्षेत्रों में तड़ित भंभा की अधिकतम घटनायें दोपहर के बाद घटित होती हैं, जबकि संवाहनिक क्रिया सर्वाधिक तीव्र होती है। प्रातः काल के समय इनकी संभावना सबसे कम पायी गयी है, क्योंकि इस समय संवाहनिक धारायें नगण्य होती हैं। इस सामान्य नियम का एक अपवाद तब होता है, जब वायुमण्डल के निम्न स्तरों में अस्थायित्व की प्रवृत्ति आर्द्रता के अभिवहन अथवा अवदावों की उपस्थिति के कारण उत्पन्न हो जाय। इस अवस्था में भंभा के लिए सर्वोच्च संभावना का समय अनिश्चित हो जाता है।

(9) यदि पूरे वर्ष में विभिन्न अक्षांशों में तड़ित भंभा युक्त दिनों की संख्या का विचार करें तो यह स्पष्ट हो जाता है कि ऐसे दिनों की संख्या विपुवत् रेखीय क्षेत्र में अधिकतम है तथा विपुवत् रेखा से ध्रुवों की ओर निरन्तर घटती जाती है। केवल उपोष्ण कटिबन्धी क्षेत्रों में यह घटाव सामान्य से अधिक पाया जाता है। विपुवत् रेखीय अक्षांशों में ग्राम तौर पर वर्ष में 75 से 150 दिन तड़ित भंभा की घटनाएँ होती हैं। कुछ स्थानों पर तो वर्ष में 200 दिन भी ये घटनाएँ रिकार्डकी गई हैं। इनका कारण यह है कि इन क्षेत्रों में पूरे वर्ष में उच्च तापमान तथा आर्द्रता की अधिकता स्थायित्व रूप से वर्तमान पायी जाती है, तथा वायु प्रणाली भी अभिसरण की प्रवृत्ति रखती है, जो तड़ित भंभा उत्पन्न होने के लिए अनुकूल परिस्थितियाँ हैं। 60 अक्षांश से उच्च अक्षांशों में तड़ित भंभा की घटनायें अत्यल्प पायी जाती हैं। ऐसा इन अक्षांशों में कम तापमान तथा अवतलन प्रवाह के कारण होता है। निम्न अक्षांशों के रेगिस्तानों में तड़ित भंभा की घटनाएँ वर्ष में 5 या इससे भी कम दिन होती हैं।

भारत की जलवायु

(The Climate of India)

14.10 भारत की भौगोलिक परिस्थितियाँ

किसी स्थान विशेष की जलवायु मुख्यतः उसकी भौगोलिक परिस्थितियों द्वारा निर्धारित की जाती हैं। लगभग 3293800 वर्ग किमी के क्षेत्रफल में विस्तृत भारत का विशाल भू-भाग मध्य एशिया के दक्षिण में स्थित संसार का सबसे बड़ा प्रायद्वीप है। यह जेप एशिया से लगभग 2500 किमी लम्बी तथा पश्चिम में सिंधु दर्रा से पूर्व में ब्रह्मपुत्र घाटी तक फैले हिमालय की शृंखलाओं द्वारा विछिन्न कर दिया गया है। चौड़ाई में ये शृंखलाएँ प्रायः 250 से 500 किलोमीटर का स्थान घेरती हैं। इन शृंखलाओं तथा लगभग 5636 किलोमीटर लम्बे समुद्री तट से घिरा पूरा देश 3 विशिष्ट क्षेत्रों में बाटा जा सकता है।

पहला क्षेत्र प्रायद्वीपीय (peninsular) भाग है जो प्रायः विन्ध्य और सतपुड़ा शृंखलाओं के दक्षिण में स्थित है। दूसरा क्षेत्र सिंधु तथा गंगा के मैदान हैं, जो भारत के उत्तरी भाग में स्थित हैं। यह क्षेत्र पूर्व में आसाम व बंगाल एवं बिहार तथा उत्तर प्रदेश होते हुए पश्चिम में पंजाब तक विस्तृत है। तीसरा क्षेत्र हिमालय शृंखलाओं द्वारा निर्मित पर्वतीय भू-भाग है, जो पश्चिम में बलूचिस्तान तथा पूर्व में बर्मा के मध्य स्थित हैं।

14.11 प्रायद्वीप की प्रमुख पहाड़ी शृंखलाएँ पश्चिमी व पूर्वी घाट, विन्ध्याचल, सतपुड़ा एवं अरावली हैं। पश्चिमी घाट प्रायद्वीप के पश्चिमी तट पर ताप्ती की घाटी से केपकेमोरिन तक लगभग 1400 किमी लम्बाई में विस्तृत हैं। शिखरो की ऊँचाई प्रायः 1200 से 1800 मीटर के मध्य पायी जाती है। दक्षिण की ओर बढ़ते हुए पश्चिमी घाट की पहाड़ियाँ सागर तट को दूर छोड़ती जाती हैं। यह दूरी अधिक दक्षिणी क्षेत्रों में 50 किमी तक हो जाती है। ये पहाड़ियाँ नीलगिरी शृंखलाओं में समाप्त हो जाती हैं। जहाँ पूर्वी घाट की शाखाएँ भी सम्मिलित होकर “पर्वत गाँठ” (mountain knot) का निर्माण करती है। पूर्वी घाट, विपरीत संरचना वाली पहाड़ियों की विछिन्न कड़ियों में बनता है, जो उड़ीसा के उत्तरी सीमा से चलकर कारोमण्डल तट होते हुए नीलगिरी में मिलता है। पूर्वी घाट की औसत ऊँचाई 800 मीटर पाई गयी है। कहीं-कहीं शिखर बिन्दु 1600 मीटर तक भी उठे हुए हैं।

विन्ध्य शृंखलाएँ जो उत्तरी और दक्षिणी भारत के बीच सीमा रेखा बनाती हैं प्रयाग रूप से सतत पहाड़ियों के समूह से निर्मित हैं। अधिकांश पहाड़ियाँ रेत के चट्टानों तथा क्वार्ट्जाइट से बनी हुई हैं। सतपुड़ा पहाड़ियाँ नर्मदा और ताप्ती नदियों के मध्य स्थित हैं, जिनका पश्चिमी सिरा गुजरात में राजपिपला शृंखलाओं से मिलती है तथा पूर्वी भाग राची और हजारीबाग क्षेत्रों तक दौड़ती है। पश्चिम में इन शृंखलाओं का झुकाव थोड़ा दक्षिण की ओर तथा पूर्व में थोड़ा उत्तर की ओर पाया जाता है। गंगा के डेल्टा के शीर्ष पर स्थित राजमहल की पहाड़ियाँ विन्ध्य या सतपुड़ा की शृंखलाएँ नहीं हैं। ये वास्तव में लावा से बनी हैं तथा 87½ अंश पूर्वी देशान्तर पर 24½ अंश से 25½ अंश उत्तरी अक्षांश तक का स्थान घेरती हैं।

अरावली शृंखलाएँ किसी समय के टेक्टानिक मूल के विशाल पर्वतों के अवशेष हैं। ये शृंखलाएँ राजस्थान के दक्षिणी-पश्चिमी कोण से उत्तर पूर्व की ओर बढ़ते हुए राज्य को लगभग दो भागों में विभक्त करती हैं। ये साधारणतः मेटामॉर्फिक चट्टानों (क्वार्ट्जाइट, फिल्लाइट, सीस्ट, नाइसेस तथा ग्रेनाइट युक्त) से बनी हैं। अरावली का सर्वोच्च शिखर 'माउण्ट-आबू' में 'गुरुशिखर' (1883 मीटर) के नाम से प्रसिद्ध है।

14.12 उत्तरी भारत के पर्वतों की उत्पत्ति अपेक्षाकृत अर्वाचीन है जो टर्शियरी नामक आधुनिक भू वैज्ञानिक युग में मानी गई है। इनकी आकृति अधिकतर गोलाकार है जो दक्षिण की ओर उभरी हुई पायी जाती है। इस भाग में पड़ने वाली हिमालय की शृंखलाएँ 4 पर्वतीय क्षेत्रों में बाँटे जा सकते हैं। जो एक दूसरे के समान्तर हैं।

1 शिवालिक—जो मैदानी भागों के ठीक उत्तर में 8 से 50 किमी की मोटाई में स्थित है। इनकी लुगता प्रायः 1 किलोमीटर से कम ही पाई जाती है।

2. निम्न हिमालय क्षेत्र—जो 60 से 80 किलोमीटर की मोटाई में स्थित 3 किलोमीटर औसत ऊँचाई की उच्च भूमि है। नेपाल तथा पंजाब में पर्वत शृंखलाएँ समान्तर रूप से व्यवस्थित हैं किन्तु कुमायूँ क्षेत्र में अस्त-व्यस्त रूप से पायी जाती हैं।

3. बृहद हिमालय क्षेत्र या मध्य हिमालय—जो ऊँचे तथा बर्फ से ढकी पहाड़ियों का क्षेत्र है। संसार की बहुत ऊँची चोटियों में से सर्वाधिक चोटियाँ मध्य हिमालय में ही पायी जाती हैं, जिनमें कम से कम आधे दर्जन शिखर 8000 मीटर से अधिक ऊँचाई पर स्थित हैं और एक दर्जन, 6-7 हजार मीटर से अधिक ऊँचाई रखते हैं।

4 ट्रान्स हिमालय क्षेत्र—बृहद हिमालय के पीछे लगभग 40 किलोमीटर चौड़ाई में स्थित नदियों की घाटियों वाला क्षेत्र ट्रान्स हिमालय क्षेत्र कहलाता है।

14.13 आसाम में पहाड़ियों का उठान अपेक्षाकृत तीव्रगति से किन्तु कम ऊँचाई तक पाया जाता है। उत्तरी-पूर्वी सीमा पहाड़ियाँ तीक्ष्णता के साथ दक्षिण

की ओर मुड़ती हैं और चाप की आकृति में भारत और वर्मा की सीमा निर्मित करती हैं। इस शृंखलाओं में पटकोह, नागा, मिजो तथा मनिपुर प्रमुख हैं।

आसाम का पठार यद्यपि बिहार की स्थलाकृति के सान्त्व्य में उसी का विस्तार है किन्तु गंगा-ब्रह्मपुत्र की घाटी दोनों के मध्य सीमा रेखा बन जाती है। आसाम के पठार में गारो, लासी, चयन्तिगा नामक पहाड़ियों के अतिरिक्त उत्तरी पूर्वी भाग में मिकिर पहाड़ियों का विछिन्न सिलसिला स्थित है।

14.14 भारत की प्रमुख नदियाँ

भारतीय उपमहाद्वीप में बहने वाली छोटी-बड़ी नदियों की संख्या बहुत बड़ी है। इन्हें चार प्रमुख समूहों में बाँटा जा सकता है—

- (1) प्रायद्वीपीय नदियाँ
- (2) सिंधु प्रणाली
- (3) गंगा प्रणाली
- (4) ब्रह्मपुत्र प्रणाली

प्रायद्वीपीय नदिया प्रायः पश्चिम से पूर्व की ओर ढलान पर बहती हैं। भू-गर्भ वेत्ताओं का मत है कि टर्शियरी युग में प्रायद्वीपीय का पश्चिमी भाग कुछ ऊपर की ओर उठता रहता है। पश्चिमी घाट से बंगाल की खाड़ी तक बहने वाली मुख्य नदियाँ ये हैं। गोदावरी, कृष्णा, कावेरी, पेनर, ताम्रपर्णी (जो मन्नार की खाड़ी में गिरती है)। सतपुड़ा की पहाड़ियों से अनेक नदियाँ निकलती हैं जिनमें नर्मदा और ताप्ती मुख्य हैं। ये दोनों अरब सागर में गिरती हैं। अन्य नदियों में दामोदर, जो हुगली से मिल जाती है, मुवर्ण रेखा, ब्रह्ममती, तथा महानदी का नाम लिया जा सकता है। ये सभी नदिया अनेक सहायिकाएँ (tributaries) रखती हैं। जिनमें अधिकांश वर्ष भर जलयुक्त पायी जाती हैं।

कुछ नदिया अरावली शृंखलाओं से भी जनित होती हैं जो प्रायः अरब सागर की ओर बहती हैं। इनमें लूनी (लवणवारि) विशेष उल्लेखनीय है। इसमें केवल वर्षा ऋतु में ही जल रहता है। यह जल बालोता तक तो मीठा रहता है किन्तु उसके बाद खारा हो जाता है। वानस नदी माऊट आबू के पूर्वी भाग से उदित होकर अरबल में जा गिरती है। साबरमती तथा माही मेवाड़ की पहाड़ियों से उदित होकर कैम्बे की खाड़ी में गिरती है।

14.15 बृहद् हिमालय, काराकोरम, लद्दाख, जम्सकार, कैलाश तथा द्रास हिमालय शृंखलाओं में लगभग 20 महत्वपूर्ण नदियाँ जनित होती हैं। जो पर्वतीय अरबल से आगे चलकर एक दूसरे में सम्मिलित होते हुए तीन बृहद् नदी प्रणालियों का निर्माण करती हैं। 1—सिंधु, 2—गंगा और 3—ब्रह्मपुत्र। इनके स्त्रोत स्थल की धाराएँ प्रायः ग्लेशियरो के पिघलने में उत्पन्न होती हैं।

सिंधु प्रणाली—हिमालय के पश्चिमी सिरे पर स्थित शृंखलाओं से निकलकर नांगा पर्वत की वृत्ताकार में घेरते हुए सिंधु नदी दक्षिण पश्चिम की ओर हजारों

से होकर पाकिस्तान के समतल पर बहती है और कराँची के निकट लगभग 3000 वर्गमील का डेल्टा बनाते हुए अरब सागर से मिल जाती है। इस प्रणाली की 5 अन्य नदियाँ ये हैं—

1 भेलम (वितस्ता) 2 चेनाब (चन्द्रभागा) 3 रावी (इरावती) 4 व्यास (विपासा) तथा 5. सतलज (सताद्)।

गंगा प्रणाली—भागीरथी तथा अलकनन्दा नामक दो सहायिकाओं के सम्मिलन से गंगा का निर्माण हुआ। ये दोनों ग्लेशियर की धाराएँ हैं, जो देवप्रयाग के पास मिलकर आगे बढ़ती हैं और गंगा हरिद्वार के पास समतल मैदानों में अवतरित होती है। वहाँ से उत्तर प्रदेश, बिहार, तथा पश्चिमी बंगाल में लगभग 1557 मील की यात्रा करने के बाद गंगा बृहद् डेल्टा का निर्माण करते हुए बंगाल की खाड़ी में मिल जाती है। गंगा प्रणाली की सबसे पश्चिमी और बड़ी सहायिका यमुना, जमनोत्री नामक ग्लेशियर युक्त पहाड़ी से उदित होकर तथा मसूरी की पहाड़ियों से निकलकर मैदानों में आती है। यहाँ बक्राकार मार्ग पर दिल्ली, मथुरा तथा आगरा होते हुए लगभग 860 मील की यात्रा के बाद इलाहबाद में गंगा से मिल जाती है। यमुना की मुख्य सहायिका चम्बल है, जो अरावली के म्हाओ नामक स्थान से निकलकर बूँदी, कोटा तथा धोलपुर होकर बहती है तथा इटावा से लगभग 25 मील पूर्व में 600 मील की दूरी तय करने के बाद यमुना से जा मिलती है।

गंगा की सभी उत्तरी सहायिकाएँ हिमालय की वर्षीली शृङ्खलाओं से उदित होकर आती हैं। इनमें रामगंगा, काली (शारदा), गोमती, गङ्क, कोशी (कशिका) तथा महानन्दा उल्लेखनीय हैं। दक्षिण से आने वाली सहायिकाओं में वेतवा, केन (कर्णवती), तोस (तामस) तथा सोन (सुवर्ण नदी) का नाम प्रमुख है।

ब्रह्मपुत्र प्रणाली—तिब्वत में ब्रह्मपुत्र को सांग-पो (Tsang-po) और उत्तरी आसाम के पहाड़ों में 'दिबंग' के नाम जाना से जाता है। सादिया के पास जब दिबंग लोहित नामक शाखा से मिलकर आसाम के मैदानों के आगे बढ़ती है तो ब्रह्मपुत्र का नाम ग्रहण करती है। स्रोत से बंगाल की खाड़ी तक यह लगभग 1800 मील की दूरी तय करती है। इसकी अनेक सहायिकाओं में रायदक, सकोश, मानस, सुवसरी, धनश्री, दोरसा, तिस्ता (त्रिप्णा) उल्लेखनीय हैं। सुर्मा से सम्मिलन के बाद ब्रह्मपुत्र, मेघना के नाम से अधिकतर जानी जाती है। यह सागर में मिलने से पूर्व चार भागों में विभक्त हो जाती है। गंगा ब्रह्मपुत्र का संयुक्त डेल्टा ससार के सबसे बृहद् डेल्टाओं में एक माना जाता है।

14 20 भारत की मुख्य ऋतुएँ (Principal Seasons of India)

भारतीय उपमहाद्वीप मानसून प्रकार के जलवायु प्रदेश का एक उत्कृष्ट उदाहरण है। समुद्रतलीय दाव इस प्रदेश में जनवरी से जुलाई तक पूर्णतः उत्क्रमण (reversal) को प्राप्त हो जाता है। इसके प्रभाव में धरातलीय वायु प्रवाह का भी पूर्ण उत्क्रमण होता है। इस प्रकार उपमहाद्वीप में वर्ष भर में दो प्रकार की मानसून



भारत तथा आसपास का उच्चावचन (Relief) मानचित्र
चित्र (141)

धाराएँ बहती हैं। सदियों में घरातल पर उच्चदाब तथा सागरीय क्षेत्रों में निम्नदाब विकसित रहता है। इनके प्रभाव में हवाएँ उत्तरी अक्षांशों से अवतरित होती हैं, जो सागर क्षेत्रों पर उत्तर पूर्व से आती हुई पायी जाती है। उच्च अक्षांशों तथा घरातलीय स्रोत के कारण ये वायुराशियाँ ठण्डी तथा गुष्क होती हैं, जो भारत पर सर्दी का मौसम स्थापित करती है। इसे शीत मानसून (Winter monsoon) या उत्तरी-पूर्वी (North-east) मानसून के नाम से जाना जाता है। गर्मियों में अन्त तक शनैः शनैः उत्तरी भारत पर निम्नदाब स्थापित हो जाता है तथा उच्चदाब सागरीय क्षेत्रों में आ जाता है। निम्नदाब के प्रवाह में सागरीय हवाएँ भूमि की ओर अग्रसर होती हैं तथा शीत मानसून के पथ पर ही किन्तु विपरीत दिशा में बहती है। नम और उष्ण होने के कारण ये वायुधाराएँ वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता रखती है। यह प्रवाह ग्रीष्म मानसून (Summer monsoon) या दक्षिणी-पश्चिमी (South-west) मानसून कहलाता है।

14.21 इस प्रकार भारत की जलवायु मोटे तौर पर निम्नांकित चार ऋतुओं में बांटी जा सकती है —

- (1) शीतकाल या उत्तरी-पूर्वी मानसून काल—दिसम्बर से फरवरी।
- (2) ग्रीष्म ऋतु या पूर्वमानसून काल—मार्च से मई।
- (3) ग्रीष्म मानसून या दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल—जून से सितम्बर।
- (4) संक्रमण काल (transition period) या उत्तरी मानसून काल—अक्टूबर और नवम्बर।

यद्यपि पश्चिमी मानसून का काल पूरे देश के लिए साधारणतः जून से सितम्बर तक का माना जाता है किन्तु इसका वास्तविक काल स्थान विशेष पर बड़ा ग्रीष्म मानसून धाराओं के अभ्युदय (on set) तथा अपनयन (withdrawal) दिनांकों के मध्य की अवधि ही होती है। अभ्युदय तथा अपनयन के दिनांक स्थान के अनुसार परिवर्तनशील रहते हैं। उत्तरी-पश्चिमी भारत ग्रीष्म मानसून काल प्रायः जुलाई से सितम्बर तक ही पाया जाता है। पश्चिमी राजस्थान में मानसून धाराओं का अभ्युदय लगभग 15 सितम्बर तक सम्पन्न हो जाता है। अतः इस क्षेत्र के लिए दक्षिणी पश्चिमी मानसून काल केवल दो महीने में ही सीमित रहता है।

14.30 उत्तरी पूर्वी मानसून काल

सामान्यदाब आर्बंटन—इस ऋतु में एशिया के सम्पूर्ण भू-भाग पर निम्न तापमान प्रचलित रहता है तथा उच्चदाब पेटिका अरब तथा फारस से मध्य एशिया और फिर उत्तरी पूर्वी चीन तक विस्तृत हो जाती है। यह साइबेरिया उच्चदाब क्षेत्र कहलाता है। उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब में जो एशियाई भू-भाग पर प्रमुख रहता है, ठंडी महाद्वीपीय हवाओं के संचयन से साइबेरियन उच्चदाब इस काल में अत्यन्त तीव्र (intense) रहता है और लगभग 45° उ अक्षांश तथा 105° पू. देशान्तर पर केन्द्रित पाया जाता है। भारत इस उच्चदाब के परिधि पर पड़ता है।

हिमालय शृंखलाओं के उत्तर में वायु प्रवणता अत्यधिक तीव्र होती है तथा भारतीय क्षेत्र पर क्षीण। इन महीनों में विपुल रेखीय निम्नदाब हिन्द महासागर में शून्य से 10° द. अक्षांश के मध्य स्थित पाया जाता है।

भारत पर जनवरी में दाब आवंटन चित्र (14.2) में दिया गया है। पश्चिमी राजस्थान से मध्य बिहार तक एक क्षीण कटक दौड़ती है। केरल में गुजरात तथा तेनासरीम तट के निकट से उत्तरी वर्मा तक द्रोणिका स्पष्ट रूप में विकसित रहती है।

14.31 धरातलीय हवायें

25 अंश उत्तरी अक्षांश के नीचे सागर तथा भू-क्षेत्रों पर मुख्यतः उत्तरी-पूर्वी प्रवाह प्रचलित रहता है। इसके उत्तर में राजस्थान तथा आसाम को छोड़कर शेष भागों में हल्की पश्चिमी या उत्तरी-पश्चिमी हवाये बहती हैं। उच्चदाब कोशिका के प्रभाव में प्रायः उत्तरी पूर्वी तथा आसाम में पूर्वी हवाये पाई जाती हैं। भू-भागों में धरातलीय हवाये हल्की होती हैं किन्तु सागरीय क्षेत्रों में उनकी तीव्रता लगभग 10 'नाट' पाई जाती है। यह तीव्रता उन्नीसी पश्चिमी अरब सागर में और बढ़ जाती है।

14.32 धरातलीय तापमान

किसी स्थान के औसत वायु तापमान के नियन्त्रक तत्व अक्षांश, ऊँचाई, मूर्त्य का उन्नतांश, समुद्र तट से दूरी तथा प्रचलित वायुराशियाँ हैं। शीतकाल में भारत का अधिकांश भू-भाग ठण्डी और महाद्वीपीय वायु राशियों से प्रभावित रहते हैं, जिनका स्रोत उच्च अक्षांशों में पाया जाता है। औसत तापमान उत्तर से दक्षिण की ओर बढ़ता जाता है। समताप रेखायें सामान्यतः अक्षांशों के अनुसार चलती हैं। 20°C और 30° उत्तरी अक्षांशों के मध्य लगभग 1°C प्रति अक्षांश की प्रवणता पाई जाती है। तापमान दक्षिण में लगभग 17°C उत्तरी अक्षांश तक बढ़ता जाता है। जनवरी में औसत तापमान का चलन 14°C से 27°C परिकलित किया गया है। जनवरी के औसत धरातलीय तापमान का आवंटन चित्र (14.3) में प्रदर्शित किया गया है।

दैनिक उच्चतम तापमान का आवंटन भी सुस्पष्टः औसत तापमान की भाँति पाया जाता है। पश्चिमी तट और 78° पूर्वी देशान्तर तथा 11° और 20° उत्तरी अक्षांशों के बीच का भाग सर्वाधिक उच्चतम तापमान (लगभग 33°C) प्रदर्शित करता है। यहाँ से हर दिशा में तापमान घटता जाता है। सबसे कम उच्चतम तापमान लगभग 22°C , 30° उत्तरी अक्षांश के आसपास पाया जाता है।

औसत दैनिक निम्नतम तापमान में अपेक्षाकृत अधिक प्रवणता पाई जाती है। 20° से 25° उत्तरी अक्षांश के बीच प्रवणता सर्वाधिक होती है। तापमान चलन प्रायद्वीप के चरम दक्षिणी भाग (22°C) से उत्तरी भारत के मैदानों तक

(10°C) तथा पंजाब तक (6°C) परिवर्तित होता है। महासागरीय प्रभाव के कारण तटीय क्षेत्र आन्तरिक भू भागों की अपेक्षा अधिक निम्नतम तापमान रखते हैं।

पश्चिमी विक्षोभों के पीछे उच्च अक्षांशों की ठंडी हवा शीत-तरंग के रूप में उत्तरी भारत को प्रभावित करती है। इस अवसर पर तापमान 6 से 12°C तक सामान्य से नीचे आ जाता है और उत्तर पश्चिमी भारत के मैदानी भागों में पानी की घटनाएँ उत्पन्न हो जाती हैं। तापमान का दैनिक चलन मुख्यतः मेघाच्छन्नता तथा वायुमंडलीय आर्द्रता पर निर्भर करती है। यह तटीय क्षेत्रों की अपेक्षा आन्तरिक भागों में स्वाभाविक रूप से अधिक होती है। सर्वाधिक दैनिक तापमान परिसर का वार्षिक औसत (14-15°C) उत्तरी पश्चिमी भारत में पाया जाता है, जो दक्षिण और पूर्व की ओर घटता जाता है।

14.33 शीत तरंग

20° उ अक्षांश में उत्तर के क्षेत्र विशेषतः अरुण गांगीर, पश्चिमी उत्तर प्रदेश, राजस्थान, गुजरात तथा पश्चिमी मध्य प्रदेश जनवरी फरवरी में शीत-तरंगों के लिए सर्वाधिक संवेदनशील पाए गए हैं।

सामान्यतः ये तरंगें सक्रिय पश्चिमी विक्षोभ के पीछे ही आती हैं, जिसमें तापमान का सहमा परिवर्तन होता है। यदि रात्रि तापमान पहले ही सामान्य से कम हो तो, कमजोर विक्षोभ के पीछे भी शीत तरंगें जनित्र हो जाती हैं।

उत्तर पश्चिम में उत्पन्न होकर तरंगें पूर्व तथा दक्षिण की ओर फैलती रहती हैं तथा अनुकूल परिस्थितियों में पश्चिमी बंगाल तथा दक्षिण में तैलंगाना तक पहुंचती हैं।

13.34 आर्द्रता, कुहरा और मेघाच्छन्नता

भारत पर आर्द्रता का आवृत्त प्रचलित वायुराशियों तथा समुद्र से दूरी पर निर्भर करता है। यह सामान्यतः उत्तरी पश्चिमी भारत में निम्नतम पाई जाती है, जो हर दिशा में समुद्र तट की ओर बढ़ती जाती है। शीतकाल में जब वायुराशि भूमि पर जनित्र होती है, वाष्पदाब पूरे भारत पर समान कम होता है। इस काल में सापेक्ष आर्द्रता पश्चिमी प्रायद्वीप, गुजरात तथा राजस्थान में सबसे कम (40-50%) पाई जाती है। सर्वाधिक सापेक्ष आर्द्रता (80% से अधिक) आसाम में पाई जाती है।

शीतकाल में समुद्र तल पर वायु घनत्व दक्षिणी भारत की अपेक्षा उत्तर भारत में अधिक पाया जाता है। इस काल में घनत्व की प्रवृत्ति भी अपेक्षाकृत अधिक रहती है।

विभिन्न ऊँचाइयों पर हर महीने का औसत वायु घनत्व निम्नांकित सारणी में प्रदर्शित किया गया है।

सारणी (14.1)
ग्रीसत मासिक वायु घनत्व (ग्राम/घन मीटर)

उत्तरी भारत

ऊँचाई-माह (किमी.)	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	मि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक
1.	1092	1081	1057	1049	1020	1011	1036	1032	1037	1048	1085	1087	1058
2.	988	973	967	957	935	929	937	942	947	962	983	979	958
3.	890	896	879	873	860	853	849	853	863	875	887	884	872
4	802	800	795	795	785	775	763	770	778	787	880	795	787

दक्षिणी भारत

ऊँचाई-माह (किमी.)	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जू.	जु.	अ.	मि.	अ.	न.	दि.	वार्षिक
1.	1056	1044	1043	1027	1027	1028	1045	1044	1044	1051	1047	1050	1042
2.	972	960	957	944	942	947	952	953	957	963	968	971	957
3.	882	877	881	869	864	861	863	867	867	873	876	881	872
4.	795	796	799	795	789	780	780	785	784	787	789	791	789

घाटी, डेल्टा तथा नम भूप्रदेशों व तटीय क्षेत्रों में कुहरे तथा कुहासे की घटनाएँ शीतकाल में बहुत सामान्य हैं। कुहरे प्रातःकाल उत्पन्न होते हैं, जो सूर्योदय के दो-तीन घण्टों के अन्दर क्षीण हो जाया करते हैं। मध्य और उत्तरी भारत में पश्चिमी विक्षोभों के पृष्ठ भाग में तथा कभी-कभी अग्र भाग में कुहरे उत्पन्न होते हैं। जब शाम या रात में वर्षा हो तथा तुरन्त बाद आकाश स्वच्छ हो जाय तो, कुहरा उत्पन्न होने की सम्भावना बहुत होती है। इसके लिए वायु गति धीमी होना आवश्यक है। ये सभी दशाएँ साधारणतः विक्षोभ के पृष्ठ भाग में लागू रहती हैं। उड़ीसा, बंगाल तथा बंगला देश के तटीय क्षेत्रों में विक्षोभ के अग्र भाग में भी कुहरे उत्पन्न होते हैं।

अभिवहन कुहरा भारत में बहुत कम होते हैं। अमम की पहाड़ियों से नम हवा के घाटियों में आरोहण से कभी-कभी इस प्रकार के कुहरे बन जाते हैं। शीतकाल के विभिन्न महीनों में कुहरों की औसत संख्याएँ चित्र 14.4-14.6 में दी गई हैं। आसाम की घाटी तथा गंगा के मैदान में सबसे अधिक कुहरे बनते हैं। दिसम्बर और जनवरी के महीनों में इनकी संख्या 20 दिन प्रति माह से अधिक है।

शीतकाल में विक्षोभों के कारण सबसे अधिक मेघाच्छन्नता हिमाचल प्रदेश तथा पश्चिमी उत्तर प्रदेश के पहाड़ियों में पाई जाती है। मद्रास तक पर भी उत्तरी पूर्वी मानसून के प्रभाव में पर्याप्त मेघाच्छन्नता रहती है। शेष भाग प्रायः स्वच्छ आकाश या आंशिक रूप से आच्छादित रहता है।

14.40 पूर्व मानसून काल

मूर्य के उत्तरी गोलार्द्ध में आगमन से मार्च में भारतीय भूभाग का उष्मन आरम्भ हो जाता है। दाव प्रवणता तेजी से घटती जाती है और पश्चिमोत्तर भारत के अतिरिक्त सारे देश में शीतकालीन दशाएँ प्रायः लुप्त हो जाती हैं। प्रायद्वीप के दक्षिणी भाग से उत्तरी-पूर्वी क्षेत्रों तक मार्च में एक क्षीण निम्नदाब विस्तृत पाया जाता है तथा उत्तरी खाड़ी में आपेक्षिक उच्चदाब स्थापित हो जाता है।

एक असातत्य रेखा (line of discontinuity) स्पष्ट रूप से प्रायद्वीप के दक्षिणी भागों में उभरती है, जो 20° उ 77° पू. तक ठीक उत्तर की ओर और वहाँ से उत्तर-पूर्व की ओर 25° उ, 92° पू तक औसत रूप से खिंची रहती है। रेखा के पूर्व में स्थित दक्षिणी प्रायद्वीप पर 1 कि मी ऊँचाई तक दक्षिणी या दक्षिणी-पश्चिमी प्रवाह पाया जाता है जिसमें खाड़ी से पर्याप्त आर्द्रता इन क्षेत्रों पर अभिवहित होती है। फलतः प्रायद्वीपीय असातत्य रेखा के आसपास इस महीने में तड़ित भँभा तथा बौछार की घटनाएँ सामान्य हैं। इस प्रकार की घटनाएँ उत्तरी-पूर्वी भारत पर भी 'नारवेस्टर' के रूप में विकसित होती हैं।

अप्रैल में ताप जनित निम्नदाब प्रायद्वीपीय पर विकसित हो जाता है, जो गर्मी के साथ धीरे-धीरे उत्तर की ओर स्थानान्तरित होता जाता है। साथ ही मध्य एशिया पर उष्मन के कारण उर्पाण कटिबन्धी उच्चदाब तीव्रता से ढूँढ़ कर निम्नदाब

वनने लगता है। यह उष्मन नाँचे की ओर स्थानान्तरित होकर पश्चिमोत्तर भारत में शीतकालीन दशाँ समान्त कर देता है। मई तक एशिया के विशाल भूभाग पर निम्नदाब व्याप्त हो जाता है जिसका केन्द्र 30° उ., 75° पू. के आस पास स्थित रहता है। प्रायद्वीपीय निम्नदाब क्षेत्र इसी में विगीन हो जाता है तथा उड़ीना तक सुस्पष्ट द्रोणिका विकसित हो जाती है। उम गमय तक प्रायद्वीप पर स्थित द्रोणिका पूर्व की ओर थोड़ा हटकर मद्रास तट के समानान्तर स्थापित हो जाती है।

14.41 धरातलीय हवाँ

अप्रैल में मध्य भारत पर स्थित निम्नदाब तथा प्रायद्वीप पर विरुत द्रोणिका के प्रभाव में द्रोणिका अक्ष के पश्चिम में पश्चिमी या उत्तरी पश्चिमी धरातलीय हवाँ बहती है तथा पूर्व में दक्षिणी या दक्षिणी पश्चिमी। द्रोणिका अक्ष के पूर्व की ओर खिसकने के साथ मई में उपरोक्त प्रवाह क्षेत्र भी पूर्व की ओर स्थानान्तरित हो जाता है।

राजस्थान तथा पंजाब पर धरातलीय हवाँ अप्रैल में पश्चिम तथा मई में निम्नदाब के प्रभाव में दक्षिण पश्चिम में बहती है। उत्तर-पूर्व में पूर्वो प्रवाह अप्रैल पाया जाता है जो ग्रीष्म कालीन द्रोणिका के विकास के साथ मई तक उत्तरी उत्तर प्रदेश तक फैल जाता है। जेप भागों में मुख्यतः उत्तरी-पश्चिमी हवाँ बहती हैं।

सागरीय क्षेत्रों में उत्तरी-पूर्वी मानसून प्रवाह धीरे-धीरे बामावर्तित (back) होने लगती है तथा जून तक पूर्णतः उत्क्रमित होकर दक्षिणी पश्चिमी प्रवाह बन जाती है। सक्रमण काल में वायु गति सर्वत्र 10 'नाट' से कम ही पायी जाती है।

14.42 तापमान

अप्रैल तक दक्षिणी प्रायद्वीप के आन्तरिक क्षेत्रों का औसत तापमान $33-35^{\circ}\text{C}$ तक पहुँच जाता है जबकि तट क्षेत्र अपेक्षाकृत ठंडे ($28-30^{\circ}\text{C}$) रहते हैं। 20° उ अक्षांश पर ताप उच्चतम पाया जाता है, जहाँ से दोनों ओर तापमान घटता जाता है। औसत उच्चतम तापमान 14 से 25° उत्तरी अक्षांश के मध्यवर्ती भाग में $40-42^{\circ}\text{C}$ के बीच सम आवृत्ति रहता है। किन्तु सागरीय क्षेत्रों में उच्चतम तापमान अपेक्षाकृत कम होता है। फलतः घल और सागर समीर का प्रवाह तटीय क्षेत्रों पर प्रमुख होता है।

गुजरात तथा उत्तरी महाराष्ट्र, उत्तरी राजस्थान तथा उत्तरी मध्य प्रदेश पर अप्रैल के महीने में दैनिक तापमान परिसर का मान अधिकतम (18°C) पाया जाता है। सबसे कम परिसर 6°C के लगभग पश्चिमी घाट पर रहता है।

मई में 15°C ऊपर प्रायः सारा देश वर्ष का सर्वाधिक दैनिक तापमान प्राप्त करता है। मानसून धाराओं के अभ्युदय में इस वृद्धि पर रोक लग जाती है। महासागरीय प्रवाह के कारण दक्षिणी प्रायद्वीप के पश्चिमी भाग में तापमान मध्य अप्रैल के बाद ही गिरने लगता है। इस क्षेत्र में सबसे अधिक तड़ित भस्मा की घटनाएँ

मई में ही पाई जाती है। चरम दक्षिणी तट मार्च में ही सर्वाधिक तापमान प्रदर्शित करते हैं।

उत्तर-पूर्व में भी अप्रैल के बाद तापमान घटने लगता है क्योंकि यहाँ निम्न तहों में महासागरीय प्रवाह आरम्भ हो जाता है। मई में तड़ित ऋष्मा की घटनाएँ डम क्षेत्रों में बहुत सामान्य हैं। वर्षा के बावजूद आसाम में सर्वाधिक दैनिक तापमान जुलाई या अगस्त में पाया जाता है।

अण्डमान द्वीप समूह अप्रैल में, पश्चिमी राजस्थान तथा गुजरात तट जून में और काश्मीर जुलाई में अधिक उच्चतम तापमान के महीने हैं। यह विविधता अनेक कारणों से पायी जाती है।

अप्रैल, मई तथा जून में उत्तर भारत के कई स्थान यदा कदा सामान्य से बहुत अधिक दैनिक तापमान का अनुभव करते हैं। इन दिनों उच्चतम तापमान के सामान्य से 6°C या इससे अधिक ऊपर हो जाने की अवस्था ताप-तरंग (heat wave) कहलाती है। जून में ताप तरंग सबसे अधिक तथा प्रखर पायी जाती है। पंजाब, हरियाणा, उत्तर प्रदेश, मध्य प्रदेश, बिहार तथा उड़ीसा मुख्यतः ताप तरंगों के प्रभाव क्षेत्र हैं। राजस्थान, ग्रीष्म काल अत्यधिक प्रखर होते हुए भी, प्रायः ताप तरंगों से प्रभावित नहीं हो पाता। इसका कारण यही है कि यहाँ का सामान्य उच्चतम तापमान स्वयं इतना अधिक होता है कि वास्तविक उच्चतम तापमान बहुत ही कम मौकों पर $+6^{\circ}\text{C}$ का विचलन प्रदर्शित करता है।

14.43 कालवैशाखी या नारवेस्टर

शोले, बौछार तथा तड़ित ऋष्मा की घटनाएँ पश्चिम से पूर्व की ओर गति करते हुए पूर्व मानसून काल में बिहार से आसाम तक सक्रिय रहती हैं। सक्रियता मार्च से मई तक लगातार बढ़ती जाती है। किसी स्टेशन पर तड़ित ऋष्माएँ प्रायः पश्चिमोत्तर दिशा से पहुँचते हैं, अतः नारवेस्टर कहलाते हैं। वैशाख (15 अप्रैल—15 मई) में इन ऋष्माओं की तीव्रता अपेक्षाकृत अधिक प्रखर रहती है, जिससे सम्पत्ति और जीवन का पर्याप्त विनाश प्रतिवर्ष होता है। संभवतः इसीलिए ये ऋष्माएँ काल वैशाखी भी कहलाती हैं। धूल उड़ाती आधिया तथा खवाल भी इनसे सामान्यतः सम्बन्धित रहते हैं।

पश्चिमोत्तर दिशा से आने वाली ऋष्माएँ अधिकतम प्रखर होती हैं और प्रायः दोपहर-बोद से शाम तक आती हैं तथा 100 किमी/घण्टा के लगभग गति से खवाल उत्पन्न करती हैं। ये ऋष्माएँ 50-60 किमी प्रति घण्टा की गति से चलनी हुई बंगला देश की ओर बढ़ती हैं, जहाँ उनकी प्रचण्डता और बढ़ जाती है।

कुछ ऋष्माएँ रात्रि के पिछले प्रहर या सुबह आती हैं। ये उत्तरी बंगाल से उदित होकर दक्षिण की ओर गति करती हैं तथा अपेक्षाकृत कम प्रचण्ड होती हैं। इनकी गति प्रायः कम (15-30 किमी/घण्टा) होती है।

ग्यासी पहाड़ियों से भी कुछ भूभाएँ उदित होती हैं। ये भी कम प्रचण्ड होती हैं तथा उत्तर से दक्षिण की ओर गति करती हैं।

यदा कदा आसाम तथा सीमावर्ती पहाड़ियों में भी भूभाएँ बनती हैं जो पश्चिम की ओर गतिमान होती हैं।

ये भूभाएँ भारी बौछार गुक्त वर्षा में दिन का तापमान बहुत घटा देती हैं।

नारवेस्टर में सम्बन्धित समकालीन स्थितियों का विवरण अध्याय 10 में दिया जा चुका है।

14 44 पूर्व मानसून काल में प्रमुख रूप से पश्चिमोत्तर भारत तथा गंगा के मैदानी भाग दो विशेष मौसम घटनाओं का अनुभव करते हैं।

(i) आंधी या मरुभूभा (Dust storm or Sand storm)

(ii) ब्रंघट (Dust or sand raising winds)

(i) आंधी या मरुभूभा

यें तड़ित भूभा की भांति ही सवाहनिक घटनाएँ हैं तथा कपासी वर्षों मेंघो में उत्पन्न होती हैं। पर्याप्त आर्द्रता होने पर कपासी वर्षों से तड़ित भूभा जनित होती है तथा नमी के अभाव में आंधी। आंधी प्रायः वर्षा रहित भूभा है। वर्षा यदि उत्पन्न भी होती है तो प्रायः भूमि तक नहीं पहुँच पाती। इन भूभाओं से सम्बन्धित स्वयाल काफी ऊँचाई तक धूल या रेत उठा देती है। वायुमण्डल में धूल या रेत की मात्रा इतनी भर जाती है कि क्षैतिज दृश्यता 1 किलोमीटर से कम हो जाती है।

आंधी पूर्व मानसून काल में उत्तरी पश्चिमी भारत की सामान्य घटना है। मानसून-अभ्युदय में पूर्व जून मास में भी आंधिया उत्पन्न होती हैं, जो प्रायः अत्रिक् प्रचट पायी जाती हैं। आंधी एक सीमित क्षेत्र में घटित होती है जिसकी अवधि कुछ मिनटों की होती है। यह घटना निर्गन्धित दो परिस्थितियों में सामान्यतः उत्पन्न होती है।—

(1) पूर्व मानसून काल में पश्चिमी विक्षोभों के प्रभाव में। पश्चिमी विक्षोभ जब उत्तर पश्चिमी भारत को प्रभावित करता है, तो इसके शीत-वाताग्र के गुजरने के समय कम आर्द्रता वाले क्षेत्रों में आंधी की घटनाएँ घटित होती हैं। इस प्रकार की आंधी राजस्थान, पंजाब, हरियाणा, उत्तर-प्रदेश और बिहार में होती हैं। बंगाल तथा असम क्षेत्रों में जहाँ वातावरण में पर्याप्त आर्द्रता उपस्थित होती है, तड़ित-भूभा की घटनाएँ उत्पन्न होती हैं।

(2) मार्च, अप्रैल तथा मई में बरातल के अत्यधिक उष्मन में वायुमण्डल के निम्न तहों में तापमान का अतिप्रवण (steep) ह्रास दर उत्पन्न हो जाता है, जिसके फलस्वरूप वायुमण्डल में अस्थायित्व आ जाता है तथा तीव्र सवाहनिक धाराएँ कपासी वर्षों मेंघ को जन्म देती हैं। इन परिस्थितियों में आंधी की घटना घटित होती है।

अप्रैल, मई तथा जून में आंधी की बारबारता चित्र (14, 10, 11, 12) में प्रदर्शित की गई है।

(ii) अन्धड़

इसे तेज धूल भरी हवाएँ भी कहा जाता है। आंधी के विपरीत यह घटना व्यापक क्षेत्र को प्रभावित करती है। इसकी अवधि भी कुछ घण्टों से लेकर 6-7 दिन तक हो सकती है। यह घटना पूरे उत्तर भारत में उत्पन्न होती है, किन्तु दक्षिणी राजस्थान तथा गुजरात में इसका विशेष जोर देखा गया है। इन क्षेत्रों में घरातल पर धूल या बालू की अधिकता के कारण तेज हवाओं के लंबे समय तक चलने से धूल या बालू के टीले स्थान-स्थान पर बन जाते हैं तथा यातायात में अवरोध उपस्थित कर देते हैं। इस घटना में भी दृश्यता काफी कम हो जाती है, कभी-कभी एक लम्बी अवधि तक दृश्यता 500 मीटर से भी कम होती है। यह घटना किसी क्षेत्र में तीव्र दाब प्रवणता स्थापित होने के कारण घटित होती है। यह दाब प्रवणता घरातलीय सतहों की उष्म क्षमता में विभिन्नता के कारण ग्रीष्म-काल में स्थापित हो जाता है।

14.45 आर्द्रता तथा मेघाच्छन्नता

इस काल में सापेक्ष आर्द्रता का तटों से आन्तरिक भागों की ओर कम होने की दर अपेक्षाकृत अधिक होती है। आन्तरिक भूभागों की वायु प्रायः अत्यधिक शुष्क रहती है, विशेषकर दक्षिणी पठार तथा मध्य भारत पर औसत सापेक्ष आर्द्रता 30% से भी कम पायी जाती है।

दोपहर बाद सापेक्ष आर्द्रता पंजाब से बिहार तक के मैदानी भागों में 5% से भी कम हो जाती है। इसका एक कारण यह भी है कि अत्यन्त अधिक उष्म के कारण उत्पन्न आरोही धाराएँ घरातलीय नमी को उच्चतर वायु तहों में उठा देती हैं।

पूर्व मानसून काल में सबसे अधिक मेघाच्छन्नता प्रायद्वीप के दक्षिणी भागों तथा बंगाल व आसाम में पाया जाता है। इन स्थानों पर सागरीय हवाएँ तीव्र गति से पहुँचती हैं तथा इन्हें स्थानीय पहाड़ियों द्वारा उत्थापन की यथेष्ट सुविधा प्राप्त हो जाती है।

14.50 दक्षिणी-पश्चिमी मानसून काल

मई में बर्मा, आसाम, बंगलादेश तथा बंगाल में खाड़ी की नम हवाएँ दक्षिणी पश्चिमी प्रवाह के रूप में पहुँचना आरम्भ कर देती हैं। इसी मास के अन्त तक पश्चिमोत्तर भारत पर भीमभी निम्नदाब क्षेत्र पूर्णतः स्थापित हो जाता है और इसके प्रभाव में दक्षिणी गोलार्द्ध की व्यापारी हवाएँ भी विपुत्रत रेखा पार कर दक्षिण-पश्चिम से अरब सागर तथा खाड़ी में सम्मिलित होने लगती हैं। फलस्वरूप मानसून प्रवाह तीव्रतर होता जाता है। स्पष्टतः मानसून का उदय बंगाल की खाड़ी में अपेक्षाकृत पहले होता है। अन्धमान द्वीप तथा तेनासरीम तट पर मानसून अम्युदय

की सामान्य तिथि 20 मई, मध्य वर्मा पर 25 मई तथा बंगलादेश पर 1 जून है। मानसून की यह शाखा जब आताम तथा वर्मा की पहाड़ियों से परावर्तित होकर पूर्व की ओर मुड़ती है तो स्वाभाविक रूप से उत्तरी भारत के मैदानी भाग पर द्रोणिका विकसित हो जाती है। पश्चिमोत्तर भारत के निम्नदाब के प्रभाव में अरब सागर की उत्तरी-पूर्वी व्यापारी हवाये इसी समय पश्चिमी या दक्षिणी पश्चिमी दिशा से बहने लगती हैं। जिसमें केरल तट पर अरब सागरीय शाखा का अभ्युदय जून के प्रथम दो-तीन दिनों तक हो जाता है। यह शाखा जनै. जनै: उत्तर की ओर बहती रहती है, जिसमें मानसून द्रोणिका और मुड़क होती जाती है।

मानसून अभ्युदय से सम्बन्धित भारतीय उप महाद्वीपीय के कुछ समकालीन लक्षण (Synoptic Features) निम्नांकित हैं -

(1) सूर्य के उत्तरी गोलार्द्ध में स्थानान्तरण के कारण उच्च ताप का क्षेत्र विपुवत रेखा से हट कर जून के प्रथम सप्ताह तक तिब्बत के पठार पर केन्द्रित हो जाता है। मुख्यतः 15 से 30° उत्तरी अक्षांशों के बीच दाब और तापमान की वृद्धि दक्षिण में उत्तर की ओर पायी जाती है। फलतः ताप हवा की दिशा पूर्वी हो जाती है और इससे 30° उत्तरी अक्षांश से नीचे 450 से 100 मिलीबार स्तरों के बीच पूर्वी प्रवाह स्थापित हो जाता है।

(2) उच्चतर वायुमण्डल में तिब्बत पठार के ऊपर एक उष्ण प्रतिचक्रवात उदित हो जाता है, जिसमें प्रचलित पश्चिमी प्रवाह की द्रोणिका जो इस क्षेत्र के ऊपर शीतकाल में विद्यमान रहती है, भंग हो जाती है तथा दो द्रोणिकाओं में विभक्त होकर मध्य स्थिति में पूर्व और पश्चिम में विस्थापित हो जाती है। पश्चिमी जेट प्रवाह जो शीतकाल में हिमालय के दक्षिण में केन्द्रित होता है, मानसून अभ्युदय के साथ ही उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर लगभग 40° उ. अक्षांश तक सिमट जाता है।

(3) मानसून के अच्छी तरह स्थापित हो जाने के बाद अरब सागर और खाड़ी की वाग्ये निम्नदाब द्रोणिका के अक्ष पर, जो पश्चिमोत्तर भारत से शीर्ष खाड़ी तक विकसित रहती है, सगम करती है। द्रोणिका अक्ष, अपनी मध्य स्थिति से ऊपर-नीचे उच्चावचित होती रहती है। इसकी गति में वर्षा का क्षेत्रीय आवटन भी प्रभावित होता है। जब अक्ष उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर हिमालय शृंखलाओं के समीप पहुँच जाती है, तो उत्तर भारत के मैदानों में वर्षा रुक जाती है। हिमालय के पर्वतीय अंचल इस अवस्था में पर्याप्त वर्षा प्राप्त करते हैं। यह स्थिति भंग मानसून (Monsoon Break) कहलाती है। जब अक्ष उत्तरी बंगाल की खाड़ी में लूधी होती है तो मानसून उत्तर भारत के मैदानी क्षेत्रों में प्रायः सक्रिय पाया जाता है। यही परिस्थिति मानसून अवदाब उत्पन्न होने के लिए भी अनुकूल रहती है। सक्रियता तथा आंशिक या सामान्य भंग की दवाये दक्षिणी पश्चिमी मानसून में क्रमशः एक दूसरे का अनुसरण करते रहते हैं।

14.51 धरातलीय तापमान

जुलाई के धरातलीय तापमान का ग्रावंटन चित्र 14.14 में प्रस्तुत किया गया है। जुलाई तक पूरे देश में मानसून छा जाने के बाद उच्चतम तापमान में तेजी से गिरावट आती है। पंजाब तथा राजस्थान, जहाँ वर्षा कम होती है, अधिक तापमान प्रदर्शित करते हैं। पश्चिमी राजस्थान, पाकिस्तान तथा दक्षिणी ईरान के क्षेत्र 40°C के औसत वायु तापरेखाओं के अन्तर्गत पड़ते हैं। प्रायद्वीप का पश्चिमी तट तथा बर्मा तट औसत वायु तापमान का ग्रीन क्षेत्र बन जाते हैं।

14.52 वायु राशियाँ

उपलब्ध आंकड़ों के अनुसार अरब सागर के वायु मण्डल में मानसून काल में दो प्रकार की वायु राशियाँ पायी जाती हैं।

(1) निम्न तहों में नम वायु राशि, ये वास्तव में उत्तरी-पूर्वी व्यापारी हवाएँ हैं, जो भारतीय निम्नदाब के प्रवाह में वामावर्तित (back) होकर पश्चिम या दक्षिण पश्चिम में बहने लगती हैं।

(2) उच्चतर वायु तहों में शुष्क महाद्वीपीय हवाएँ।

दोनों वायु राशियाँ व्युत्क्रमण तह द्वारा एक दूसरे से अलग रहती हैं। (10° उ., 68° पू.) के पश्चिम में नम वायु राशि की गहराई लगभग 1.5 किमी पायी जाती है किन्तु पूर्व की ओर व्युत्क्रमण तह बहुत क्षीण और ऊपर उठता चला जाता है—फलस्वरूप नम वायु राशि की गहराई बढ़ती चली जाती है। यह गहराई पश्चिम घाट पर लगभग 6 किमी तक हो जाती है। इस स्थान पर उच्चतर वायुमण्डलीय व्युत्क्रमण नहीं पाया जाता है। घाट द्वारा वायु राशि की आरोहण प्रक्रिया ही इसके लिए मुख्यतः उत्तरदायी है। उत्तरी-पूर्वी अरब सागर के तटों पर जहाँ पर्वत शृंखलाएँ नहीं हैं, नम वायु राशियों की गहराई में इतनी वृद्धि नहीं पायी जाती।

बंगाल की खाड़ी में व्युत्क्रमण तह प्रायः अनुपस्थित रहता है और नम मानसून धाराएँ प्रायः 6 किमी गहराई तक बहती रहती हैं।

14.53 मानसून अवदावों की उत्पत्ति

मानसून धाराओं के तीव्र होने पर तथा उनके पर्वतीय उत्थापन के कारण धरातलीय दाब गिरता है जिससे स्वयमेव कभी-कभी अवदाव उत्पन्न हो जाते हैं। इस प्रकार के अवदाव पर्वतीय अनुकूलता के कारण बंगाल की खाड़ी में अरब सागर की अपेक्षा अधिक संख्या में बनते हैं। किन्तु अधिकांश अवदाव बर्मा से पूर्व की ओर चलने वाली निम्नदाब तरंगों की प्रेरणा के कारण शीर्ष खाड़ी में उत्पन्न होते हैं। प्रायः निम्न क्षोभ मण्डल में पहले एक उच्चतर वायु चक्रवाती प्रवाह जनित होता है, जो मानसून धाराओं के तीव्र होने पर सागर सतह पर अवदाव के रूप में स्थापित हो जाता है।

अरब सागर के अरबदाब प्रायः उत्तर पश्चिम या उत्तर की ओर गति करते हुए पश्चिमी या गुजरात तट को पार करते हैं। कुछ अरबदाब उच्च अक्षांशों में आ जाने पर उत्तर पूर्व की ओर मुड़ कर करांची तट या कभी-कभी अरब तट तक पहुँचते हैं। बंगाल की खाड़ी के मानसून अरबदाब साधारणतः उत्तर पश्चिम की ओर गति करते हैं। पूर्वी राजस्थान तथा पंजाब पर पहुँच कर इनकी गति बहुत धीमी हो जाती है। प्रायः एक या दो दिन स्थिर भी रहते हैं। तत्पश्चात् या तो कमजोर होकर मौसमी निम्नदाब में विलीन हो जाते हैं या उत्तर की ओर मुड़ कर हिमालय शृंखलाओं की ओर अग्रसर हो जाते हैं, जहाँ भारी वर्षा देने के बाद या तो क्षीण हो जाते हैं या ऊँचाई के कारण अधिधारित (occluded) होकर उच्चतर वायुप्रवाह में पड़वाँ द्रोणिका के रूप में पूर्व की ओर गति करने लगते हैं।

मानसून काल में अरब सागर में उत्पन्न होने वाले अरबदाबों की संख्या नगण्य ही रहती है। किन्तु शीर्ष खाड़ी में प्रतिमाग 3 या 4 अरबदाब औसत रूप में जनित होते हैं। सन् 1924-1952 तक अरबदाबों और तूफानों के आँकड़ों के सांख्यिकीय अध्ययन द्वारा अनन्तकृष्णन तथा भाटिया (1958) ने निम्नांकित निष्कर्ष दिये -

मानसून अरबदाबों की संख्या (1924-52)

	जून	जुलाई	अगस्त	सितम्बर
अरब सागर	12	2	0	4
बंगाल की खाड़ी	33	77	66	65

मानसून अरबदाबों की अनुपस्थिति में उत्तरी भारत पर मानसून की सक्रियता मानसून द्रोणिका के अक्ष की स्थिति पर निर्भर करती है। वर्षा का क्षेत्र इस अक्ष के दक्षिण में लगभग 200-300 किमी दूरी तक विस्तृत पाया जाता है। वर्षा से पूर्व की ओर चलने वाली निम्न क्षोभमण्डलीय निम्नदाब तरंगें यदि अरबदाब उत्पन्न करने में न भी सफल हो तो वे मानसून द्रोणिका की तीव्रता बढ़ा देती हैं, जिससे मानसून प्रवाह सक्रिय हो उठता है।

14.54 मानसून का अभ्युदय

मानसून का अभ्युदय सबसे पहले केरल-तट पर प्रायः जून के ठीक आरम्भ में होता है। किन्तु मानसून का अभ्युदय इससे पूर्व या इसके बाद भी हो सकता है। केरल तट पर मानसून के अभ्युदय के दिन का पूर्वानुमान अत्यधिक महत्वपूर्ण है। कई वर्षों में मानसून के अभ्युदय के विषय में धरातलीय मौसम चार्ट, उच्चतर वायु-चार्ट तथा मौसम उपग्रहों से प्राप्त सूचनाओं के अध्ययन से यह पाया गया है केरल पर मानसून अभ्युदय के समय कि निम्नांकित लक्षण स्पष्ट दृष्टिगोचर होते हैं -

(1) बंगाल की खाड़ी या अरब सागर में किसी विक्षोभ के उत्पन्न होने की स्थिति मानसून के केरल तट पर अभ्युदय के लिए अनुकूल होती है। साधारणतः यह विक्षोभ निम्न वायु-दाब की द्रोणिका के रूप में दक्षिण-पूर्वी अरब सागर में पाया जाता

है। विक्षोभ के प्रभाव में स्ववाल युक्त मौसम, विक्षुब्ध सागर तथा दक्षिण पश्चिम से आती हुई सागरीय लहरें एवं संवाहनिक धाराएँ मानसून के अभ्युदय के स्पष्ट संकेत हैं।

(2) श्री लंका तथा धुर (extreme) दक्षिणी प्रायद्वीप पर निम्न क्षोभ मण्डल में वर्तमान दक्षिणी-पश्चिमी वायु का सशक्त होना तथा इसकी गहराई में वृद्धि केरल तट पर मानसून के अभ्युदय के पूर्व पाये जाते हैं। इसके साथ-साथ उच्च क्षोभ-मंडल में वर्तमान पूर्वी वायु सशक्त होने लगती है। 14 से 16 किलोमीटर की ऊँचाई पर इसकी गति 40 नाट तक पहुँच जाती है। मानसून के अभ्युदय के बाद यह गति बढ़कर 60 नाट तक हो जाती है।

(3) मानसून अभ्युदय के समय उत्तर भारत के उच्च वायुमण्डल में बहती जेट धाराएँ उत्तर की ओर स्थानान्तरित होने लगती हैं और भारतीय अक्षांशों के बाहर चली जाती हैं।

(4) तिब्बत के पठार पर उच्चतर वायुमण्डल में प्रतिचक्रवात विकसित होने लगता है।

(5) दक्षिणी अरब सागर में मेघाच्छन्नता एकाएक बढ़ जाती है तथा मेघ राशियाँ उत्तर की ओर तेजी से प्रवाहित होती रहती हैं।

विभिन्न स्थानों पर मानसून के आगमन तथा अपनयन की ग्रीसत तिथियाँ चित्रों 14.18 तथा 14.19 में दिये गये हैं।

14.55 सक्रिय मानसून (Active-monsoon) तथा मानसून-भंग (Monsoon break) की स्थितियाँ

दक्षिण पश्चिमी मानसून धाराएँ जून के प्रारम्भ से सितंबर के अंत तक लगभग पूरे देश में व्यापक वर्षा देती हैं, किन्तु मानसून वर्षा का आवृत्तन समय तथा स्थान के प्रति सममित (Symmetrical) नहीं है। इसका कारण यह है कि मानसून धाराएँ अपने पूरे प्रभाव काल में समान रूप से सशक्त नहीं रहती। इनकी तीव्रता घटती-बढ़ती रहती है। मानसून धाराओं के इस अस्थिर प्रवृत्ति के कारण ही किसी निश्चित समय पर देश का एक भाग बाढ़ तथा दूसरा भाग सूखे की स्थिति से प्रभावित रहता है। मानसून धाराएँ जब बेगवती होती हैं तो प्रायद्वीप के दक्षिण पूर्वी भाग तथा हिमालय के तराई क्षेत्रों को छोड़कर पूरे देश में प्रचुर वर्षा होती है। इस स्थिति को सक्रिय मानसून की स्थिति कहते हैं। मानसून धाराएँ जब क्षीण होती हैं, तो दक्षिणी प्रायद्वीप के दक्षिण पूर्वी भाग तथा तराई क्षेत्रों में वर्षा की मात्रा बढ़ जाती है तथा देश के मैदानी क्षेत्रों में वर्षा रुक जाती है। इस स्थिति को मानसून-भंग की स्थिति कहते हैं। मानसून भंग का अवधि अनिश्चित है, यह 3 से लेकर 21 दिन तक भी हो सकती है। यह देखा गया है कि अगस्त-सितम्बर में मानसून भंग की अवधि, जुलाई की अपेक्षा लम्बी होती है तथा कभी-कभी तो इसके साथ ही मानसून की समाप्ति भी आ जाती है। जुलाई में साधारणतः मानसून भंग की अवधि 2 से 5 दिन

मानसून-भग, ये दोनों स्थितियाँ घरातल तथा उच्चतर वायु मानचित्रों पर कुछ विशेष समकालीन स्थितियों द्वारा सम्बन्धित पायी जाती हैं, जो निम्नांकित हैं :

(1) घरातल मौसम चार्ट के लक्षण

(अ) मानसून-ट्रोणिका, जो मानसून काल में गंगा के मैदानी क्षेत्रों समेत पंजाब से लेकर बंगाल की उत्तरी खाड़ी तक स्थापित होती है की स्थिति में चलन शीलता घरातल चार्ट पर देखी जा सकती है। इस ट्रोणिका का अक्ष अपनी सामान्य स्थिति से उत्तर या दक्षिण की तरफ स्थानान्तरित होती है। मानसून भंग की स्थिति में यह अक्ष उत्तर की ओर सिमट कर हिमालय-शृंखलाओं के दक्षिणी सिरे के साथ लग जाती है। सक्रिय मानसून की स्थिति में यह अक्ष दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता है। जब बंगाल की उत्तरी खाड़ी में मानसून अवदाव पैदा होते हैं, तो इस अक्ष का दक्षिण पूर्वी सिरा शीर्ष खाड़ी में अवस्थित रहता है। मानसून अवदाव मानसून की सक्रियता बढ़ा देते हैं। मानसून-भग की अवधि में तराई क्षेत्रों में अधिक वर्षा होने से उत्तरी भारत की नदियों में जिनका उद्गम हिमालय की शृंखलाओं में है, बाढ़ आ सकती है।

(ब) मानसून-भग की स्थिति में दाव-प्रवणता गुजरात, राजस्थान तथा निकटवर्ती क्षेत्रों को छोड़कर शेष भारत में बहुत कम हो जाती है। इसके विपरीत सक्रिय मानसून की स्थिति में दाव प्रवणता अधिक होती है। उदाहरण के लिए मानसून भग की स्थिति में दहानू तथा त्रिवेन्द्रम के बीच माध्य दावान्तर 3 मिली बार पाया गया है, जबकि सामान्य स्थिति में इन स्थानों के बीच दावान्तर लगभग 7 मिलीबार होता है।

(स) मानसून-भग की स्थिति में स्थल क्षेत्रों पर दाव विचलन सामान्यतः धनात्मक तथा सागरीय क्षेत्रों पर ऋणात्मक पाया जाता है। सक्रिय मानसून की स्थिति ठीक इसके विपरीत होती है।

(द) मानसून-भग की स्थिति में पश्चिमी तट के दोनों ओर समदाव रेखाएँ दक्षिण की ओर झुकती हैं तथा उच्च दाव का कटक बनाती हैं। सक्रिय मानसून की स्थिति में समदाव रेखाएँ पश्चिमी तट पर प्रायः लम्बवत् होती हैं।

(2) उच्चतर वायु चार्ट के लक्षण

(अ) निम्न क्षोभ मण्डल के स्तरों पर (700 मिलीबार तक) भारतीय प्रायद्वीप में पश्चिमी वायु (20 - 30 नाट) काफी ऊँचाई तक पायी जाती है। मानसून-भग की स्थिति में प्रायद्वीप में अपेक्षाकृत कमजोर पश्चिमी वायु बहती है तथा कम ऊँचाई तक ही सीमित रहती है। इस स्थिति में गंगा के मैदानी क्षेत्रों पर मानसून ट्रोणिका का अक्ष भी निम्न क्षोभ मण्डल की तहों में प्रायः नहीं पाया जाता है या क्षीण रहता है।

(ब) सक्रिय मानसून की स्थिति में घरातल तथा निचले स्तरों पर उत्तर प्रदेश विहार तथा असम क्षेत्र में पूर्वी वायु पायी जाती है। किन्तु मानसून-भंग की

स्थिति में इन क्षेत्रों से पूर्वी वायु लुप्त हो जाती है तथा हिमालय के दक्षिण सिरे तक पश्चिमी वायु बहने लगती है।

(स) सक्रिय मानसून की स्थिति में उच्चतर क्षोभ मंडल में पाकिस्तान तथा समीपवर्ती उत्तर पश्चिमी भारत पर उपोष्ण कटिबंधी कटक पाया जाता है। इस कटक का अक्ष 30° उ. अक्षांश के लगभग गुजरता है। मानसून-भंग की स्थिति में इस कटक का दक्षिण की ओर स्थानान्तरण हो जाता है तथा इसका अक्ष लगभग $26-27^{\circ}$ उ. अक्षांश से होकर गुजरता है। तिब्बत पठार का प्रतिचक्रवात क्षेत्र भंग तथा क्षीण मानसून स्थिति में त्राय दक्षिणी अक्षांशों में स्थानान्तरित हो जाता है।

14.56 भारतीय मानसून और जेट धाराएँ

दक्षिणी पश्चिमी मानसून काल के अतिरिक्त वर्ष भर उपोष्ण कटिबंधी पश्चिमी जेट धारा 20° उ. अक्षांश से उत्तरी भारत पर 9 से 12 किमी की ऊँचाई पर बहती है। जैसे-जैसे उत्तर की ओर बढ़ते हैं, तीव्रतम धाराओं की ऊँचाई घटती जाती है तथा जेट की गहराई बढ़ती जाती है। 60 नाट की वायु गति, 20° उ. अक्षांश पर 12 किमी के आसपास पाई जाती है, जबकि 23° उ. अक्षांश से जेट धारा 9 से 14 किमी ऊँचाई के बीच प्रवाहित होती है। फरवरी में तीव्रतम अधिकतम पाई जाती है। तत्पश्चात् घटने लगती है। अप्रैल में अधिकतम वायुगति 60 नाट तक गिर जाती है तथा मई में जेट-धारा 30° उ. अक्षांश से उत्तर की ओर स्थानान्तरित हो जाती है, साथ ही इसकी गति और घटकर 50 नाट रह जाती है।

केरल तट पर मानसून के अभ्युदय के साथ ही पश्चिमी जेट-धाराओं का भारतीय क्षेत्र से लोप हो जाता है। इस घटना को भारत पर मानसून के आगमन का एक महत्वपूर्ण संकेत माना जाता है। मानसून-काल के बाद अक्टूबर में 30° उ. अक्षांश के आसपास 12 किमी पर 50 से 60 नाट की गति के साथ जेट धाराएँ पुनः स्थापित होती हैं, जो शून्य शून्य तीव्रतर होती जाती हैं। जब कभी मानसून में लंबा अवरोध या क्षीण अवस्था उत्पन्न हो जाती है, तो पश्चिमी जेट धाराएँ पुनः भारतीय अक्षांशों में वापस आ जाया करती हैं।

मानसून काल में 25° उ. अक्षांश के दक्षिण में 14 से 16 किमी के बीच पूर्वी जेट-धाराएँ बहती हैं। ये धाराएँ अफ्रीका के पूर्वी तट तक ही पाई जाती हैं। औसत रूप से पूर्वी जेट-धाराओं का अक्ष 16 किमी पर 13° उ. के समानान्तर माना जा सकता है, जहाँ वायुगति 80 नाट की आकलित की गई है। सक्रिय तथा क्षीण मानसून की अवस्थाओं में यह अक्ष औसत स्थिति से उत्तर या दक्षिण की ओर स्थानान्तरित हो जाती है।

ग्रीष्म मानसून में उच्चतर वायुमण्डल के प्रत्येक तह में ताप उच्चतम प्रायः 30° उ. अक्षांश के आसपास स्थित होता है और तापमान दक्षिण की ओर क्रमशः घटता जाता है। यह ताप प्रवणता उत्तरी भारत में 100 मिलीबार स्तर तक स्पष्ट रूप से देखी जा सकती है। फलतः ताप हवाओं की दिशा पूर्वी होती है,

जिससे पश्चिमी प्रवाह ऊँचाई के साथ क्षीण होता जाता है और पूर्वी प्रवाह तीव्रतर। इसी ताप-प्रवणता के कारण निम्न क्षोभमण्डल में प्रायद्वीप पर बहती पश्चिमी प्रवाह उत्क्रमित होकर पूर्वी जेट-धारा के रूप में विकसित हो जाता है।

उच्चतर वायुमण्डल में 27° उ. अक्षांश तक 10 से 20 नाट का पूर्वी प्रवाह तथा 32° उ. अक्षांश के उत्तर में इसी क्रम का पश्चिमी प्रवाह प्रमुख होता है। इन सीमाओं के बीच सक्रमण क्षेत्र होता है।

जून के पूर्वी जेट प्रायद्वीप के दक्षिणी भागों में ही सीमित रहता है। तत्पश्चात्-तीव्रतम प्रवाह रेखा उत्तर की ओर स्थानान्तरित होने लगती है तथा इसकी ऊँचाई भी कुछ बढ़ने लगती है।

14.57 आर्द्रता—इस काल में आर्द्रता का चलन बहुत कम होता है और उत्तरी पश्चिमी भारत के अतिरिक्त हर स्थान पर सापेक्ष आर्द्रता 80-90% के बीच पाई जाती है। भारी वर्षा होने पर 95% से भी अधिक आर्द्रता सामान्य है।

तड़ित भूभा—भारत में तड़ित भूभा की अधिकतम घटनाएँ पूर्वमानसून और उत्तर मानसून काल में उत्पन्न होती हैं। सर्वाधिक भूभाएँ श्रीलंका, मालाबार तथा तेनामरीम पर होती हैं। तटीय बंगाल, बंगलादेश, मद्रास तथा कर्णाटक में भी इनकी संख्या काफी होती है। सर्वाधिक प्रखर तड़ित भूभाएँ बंगाल तथा आसाम में कान वैशाखी से सम्बन्धित होती हैं। चित्रों (14.22, 14.23) में जून तथा सितम्बर में तड़ित भूभाओं का आवंटन प्रदर्शित किया गया है।

मेघाच्छन्नता—मानसून काल में तटीय तथा पर्वत क्षेत्रों में मेघ सबसे अधिक गहन पाये जाते हैं। मानसून अक्ष के आसपास भी गहनता पर्याप्त रहती है। सबसे कम मेघाच्छन्नता सिन्ध, बलूचिस्तान तथा फारस पर पाई जाती है।

14.60 उत्तर मानसून काल

सितम्बर के उत्तरार्ध में मानसून उत्तर से हटना आरम्भ कर देता है और वहाँ शीतल तथा शुष्क वायुराशि स्थापित होती जाती है। बंगाल की खाड़ी की शाखा उत्तरी भारत के मैदानों से तथा अरब सागर की शाखा राजस्थान, गुजरात तथा दक्षिणी प्रायद्वीप से होती हुई उसी मार्ग पर वापस हट जाती है, जिसमें उसका अम्युदय होता है। अक्टूबर के आरम्भ में ही पश्चिमोत्तर भारत का निम्नदाब क्षेत्र समाप्त हो जाता है। इस क्षेत्र का दाब तेजी से बढ़ता है, उत्तरी पूर्वी भारत तथा दक्षिणी प्रायद्वीप का दाब भी बढ़ता है, किन्तु वृद्धि दर अपेक्षाकृत कम होती है। बंगाल की खाड़ी के मध्य एवं दक्षिणी भागों में दाब कुछ कम हो जाता है। अतः पूरे देश पर लगभग समदाब की स्थिति छा जाती है, जिससे दाब प्रवणता अत्यन्त क्षीण हो जाती है। इसी समय मध्य बंगाल में एक क्षीण निम्नदाब विकसित हो जाता है। कुल मिलाकर इस ऋतु में भारतीय उपमहाद्वीप के ऊपर दाब प्रणाली बहुत प्रसारित (diffused) अवस्था में रहती है तथा हवाएँ अव्यवस्थित रूप से बहती हैं। अक्टूबर-

नवम्बर काल दक्षिणी पश्चिमी मानसून से उत्तरी पूर्वी मानसून स्थापित होने के बीच का संक्रमण काल है, जिसमें दाव और वायु प्रवाह की परिस्थितियाँ शून्य शून्य परिवर्तित होती जाती हैं। क्षीण वायु प्रवाह उत्तरी भारत में प्रायः उत्तरी पश्चिमी, चरम दक्षिणी-प्रायद्वीप में पश्चिमी तथा प्रायद्वीप के उत्तरी भागों में पूर्वी या उत्तरी पूर्वी पाई जाती है। नवम्बर में मध्य एशिया पर उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब विकसित होना आरम्भ कर देता है जो उत्तरी पश्चिमी भारत को अपने प्रभाव क्षेत्र में ले लेता है। फलस्वरूप दाव प्रवणता तथा वायु प्रवाह उत्क्रमित होने लगती है। यह उत्क्रमण दिसम्बर के आरम्भ तक पूरा हो जाता है।

14.61 धरातलीय तापमान

मानसून के उत्तरी भारत से हटने के साथ साथ, यहाँ मौसम शुष्क तथा साफ होने लगता है तथा तापमान तेजी से गिरने लगते हैं। निम्नतम तापमान में यह गिरावट अधिकतम तापमान की अपेक्षा अधिक सुस्पष्ट होती है। उत्तर पश्चिमी भारत में अक्टूबर में औसत अधिकतम तापमान 38°C से भी नीचे आ जाता है तथा नवम्बर में और गिरावट आ जाती है। नवम्बर में पश्चिमोत्तर भारत का औसत तापमान 28°C से कम होता है। देश के धुर (extreme) उत्तरी प्रदेशों में तो कई दिन तापमान हिमांक से भी नीचे आ जाता है।

अक्टूबर माह के आरम्भ से तापमान का दैनिक परिसर में भी वृद्धि होने लगती है। तापमान का दैनिक परिसर पश्चिमी भारत में अधिकतम होता है जहाँ इसका मान 16 से 17° सेन्टीग्रेड तक होता है। दक्षिण की ओर दैनिक परिसर कम होता जाता है तथा धुर दक्षिणी भागों में इसका मान 6 से 7° सेन्टीग्रेड तक रह जाता है।

14.62 धरातलीय हवायें

धरातलीय दाब के प्रसारित (diffused) होते ही मानसून हवायें भारत पर बहुत क्षीण हो जाती हैं। उत्तरी भारत पर प्रायः उत्तरी पश्चिमी हवायें बहती हैं तथा दक्षिण में इनकी प्रकृति परिवर्तनशील पायी जाती है। मध्य बंगाल की खाड़ी में उत्तरी पूर्वी से पूर्वी तथा धुर दक्षिण में पश्चिमी हवायें साधारणतः विद्यमान रहती हैं।

14.63 आर्द्रता तथा मेघाच्छन्नता

उत्तरी भारत की सापेक्ष आर्द्रता निरन्तर घटती जाती है और नवम्बर के अन्त तक लगभग 50% हो जाती है। सबसे अधिक औसत सापेक्ष आर्द्रता दक्षिणी प्रायद्वीप में 60-70% पायी जाती है। मेघाच्छन्नता में भी तीव्र ह्रास देखा जाता है तथा अक्टूबर के प्रथमाह के बाद उत्तरी पश्चिमी तथा मध्य भारत पर आसमान प्रायः साफ रहता है। उत्तरी-पूर्वी भारत में आंशिक रूप से मेघाच्छन्नता पायी जाती है। नवम्बर में आसाम को छोड़कर शेष उत्तर-पूर्व में आसमान स्वच्छ रहता है। आसाम से कुछ दिन में युक्त आकाश दृष्टिगोचर होता है।

स्वाच्छाकाश की घटना दक्षिण की ओर बढ़ती जाती है तथा नवम्बर के अन्त तक प्रायद्वीप के पूर्वी तटों को छोड़ कर शेष भाग में रहित रहता है।

अक्टूबर में कपासी वर्षों की घटनाएँ सबसे अधिक केरल में होती हैं जहाँ औसत रूप से 12 तटित भूभाएँ उत्पन्न होती हैं। उत्तर में ये घटनाएँ घटती जाती हैं तथा दिसम्बर तक इनकी संख्या 2 रह जाती है। नवम्बर में भी तटित भूभा इसी प्रकार केरल (औसत संख्या 12) में उत्तर की ओर घटती जाती है। जो 15° उ. अक्षांश से ऊपर 2 से कम रह जाती है।

14.64 चक्रवात अक्टूबर और नवम्बर भारतीय मांगरो में चक्रवातों का मौसम कहलाते हैं क्योंकि खाड़ी और अरब सागर दोनों में ही प्रखर तीव्रता के चक्रवात प्रायः $10-14^{\circ}$ उ. अक्षांशों के बीच इसी काल में उत्पन्न होते हैं। इनकी संख्या इस काल में औसत रूप से 1 से 3 तक पायी जाती है। विस्तृत विवरण अध्याय 8 में दिया जा चुका है।

14.70 उच्चतर वायुप्रवाह तथा तापमान

(क) शीतकाल में उपोष्ण कटिबन्धी उच्चदाब की एक कटक निम्न वायु मण्डलीय तहों में अरब सागर से दक्षिणी पूर्वी एशिया तक दौड़ती है। यह कटक ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होती जाती है। कुछ सौ मीटर ऊँचाई तक इस कटक के उत्तर में पश्चिमी या उत्तरी पश्चिमी हवाएँ चलती हैं तथा दक्षिण में उत्तरी-पूर्वी से दक्षिणी-पूर्वी के बीच। लगभग 1500 मीटर के बाद प्रवाह उत्तरी भारत पर पूर्णतः पश्चिमी पाया जाता है जहाँ वायुगति ऊँचाई के साथ निरन्तर बढ़ती जाती है। 25 से 30° उ. अक्षांशों के बीच 6 किमी पर 40 नाट, 9 किमी पर 75 नाट, तथा 12 किमी पर 85 नाट का पश्चिमी प्रवाह देखा जाता है। इसके बाद हवाएँ प्रायः मन्द होती जाती हैं।

1.5 से 9 किमी ऊँचाई के मध्य हर स्तर पर तापमान 15° उ. अक्षांश से उत्तर की ओर घटता चला जाता है। 12-13 किमी पर सारे भारत पर तापमान -50°C ($\pm 3^{\circ}\text{C}$) के लगभग पायी जाती है, इसके बाद तापमान प्रायः स्थिर रहता है या ऊँचाई के साथ बढ़ने लगता है। 15° उ. अक्षांश के दक्षिण में प्रायद्वीप पर लगभग 9 किमी पर उच्च तापमान का क्षेत्र स्थिर रहता है।

23° उ. अक्षांश के उत्तर में उष्ण कटिबन्धी तथा शीतोष्ण कटिबन्धी दोनोंक्षोभ सीमाएँ जनवरी में वर्तमान पायी जाती हैं इनकी माध्य स्थितियाँ क्रमशः 100 तथा 210 मिलीबार स्तर पर आकलित की गई हैं। 30° उ. अक्षांश पर उष्ण कटिबन्धी क्षोभ सीमा का तापमान -68°C पाया जाता है जो 15° उ. अक्षांशों के नीचे घट कर -75° तक चला जाता है।

शीतकाल में मध्य और उत्तरी भारत के निम्न क्षोभ मण्डल में तापमान का आवर्तन एक और महत्वपूर्ण विशेषता रखता है रात्रि में घरातलीय व्युत्क्रमण। 1.5 से 3 किमी के मध्य ह्रास दर मध्य भारत में निम्नतम ($4^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) होता है

पश्चिमी बंगाल की खाड़ी में भी ह्रास दर लगभग इसी क्रम का पाया जाता है जो उत्तरी-पूर्वी व्यापारी हवाओं में व्यापारी वायु व्युत्क्रमण (trade wind inversion) उत्पन्न करता करता है।

3 से 9 किमी तक पूरे भारत पर $6^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ का सम ह्रास दर पाया जाता है। दक्षिणी प्रायद्वीप में 9 किमी से ऊपर ह्रास दर $7^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ होता है जो 12 किमी के बाद ऊँचाई के साथ घटने लगता है। इससे उत्तरी अक्षांशों में 9 किमी से ही ह्रास दर घटना आरम्भ हो जाता है।

(ख) अप्रैल में उपोष्ण कटिबन्धी कटक 3 किमी तक 18° उ. अक्षांश के पास वर्तमान रहता है जो ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर खिन्कते हुए 12 किमी पर 8° उ. अक्षांश पर आ जाता है। इसके प्रभाव में बहती पश्चिमी हवाएँ उत्तर भारत में ऊँचाई के साथ बढती हैं जो 9 किमी पर अधिकतम 40 नाट तक पहुँचती हैं।

मई में पूरे देश में ऊर्ध्व प्रवाह निम्न तहों में पश्चिमी ही पाया जाता है। उत्तरी भारत में 14 किमी तक निरन्तर बढ़ता हुआ पश्चिमी प्रवाह मिलता है। जिसकी अधिकतम गति 50 'नाट' की 14 किमी पर पायी जाती है। तत्पश्चात् प्रवाह घटने लगता है। प्रायद्वीप पर उच्चतर वायुमण्डल में हल्की पूर्वी हवाएँ स्थापित होने लगती हैं।

अप्रैल में 1.5 किमी पर उच्च ताप क्षेत्र (26°C) 22° उ., 88° पू. के आसपास केन्द्रित रहता है, जहाँ से चारों ओर तापमान घटता जाता है। यह घटाव 30° उ. तक 4°C तथा 8° उ. तक 7°C का औसत रखता है। 30° उ. के उत्तर में प्रवणता और तीव्र हो जाती है। ऊँचाई के साथ उच्च ताप क्षेत्र दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता रहता है। 6 किमी पर तापमान 12° उ. के उत्तर में घटता जाता है, जबकि दक्षिण में लगभग सम होता है। 12 किमी पर पूरे देश में -50°C का तापमान 2°C के परिमर में सम पाया जाता है।

25° उ. के उत्तर में दुहरी क्षोभ सीमा वर्तमान रहती है, 15 किमी पर उष्ण कटिबन्धी तथा 12 किमी पर शीतोष्ण कटिबन्धी। इन स्तरों पर तापमान क्रमशः 76 तथा -68°C पाया जाता है।

ह्रास दर निम्न क्षोभ मण्डल में सबसे अधिक पश्चिमी भारत में पाया जाता है, लगभग $9^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ । दक्षिण और पूर्व दोनों ओर घटते हुए पोर्ट ब्लेयर तथा त्रिवेन्द्रम हैं निम्नतम ($5.5^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$) हो जाता है। 12 किमी ऊँचाई पर ह्रास दर पूरे भारत में घटकर $2-4^{\circ}\text{C}/\text{किमी}$ रह जाता है।

मई में 1.5 किमी का उच्चताप क्षेत्र थोड़ा उत्तर में स्थानान्तरित होकर 23° उ., 78° पू. पर केन्द्रित हो जाता है—जहाँ से पूर्व और दक्षिण में तापमान में तेजी से गिरावट आती है। जैसे-जैसे ऊपर जाते हैं, ताप प्रवणता घटती जाती है। 12 से 16 किमी के मध्य तापमान प्रायद्वीप पर प्रायः स्थिर रहता है जब कि उत्तर की ओर थोड़ा बढ़ता हुआ पाया जाता है।

(ग) जून के अन्त तक जब मानसून द्रोणिका निम्न तहों में उत्तर भारत पर पूर्णतः स्थापित हो जाती है, तो इसका अक्ष एक सीमा रेखा बनाती है जिसके दक्षिण में पश्चिमी तथा उत्तर में पूर्वी प्रवाह विद्यमान रहता है। भारत की उत्तरी सीमाओं पर उच्चतर वायु मण्डल में प्रतिचक्रवाती प्रवाह प्रमुख रहता है, जिसमें 22° उ. अक्षांश से दक्षिण में पूर्वी प्रवाह पाया जाता है। और अधिक ऊँचाइयों पर कटक रेखा 28° उ. अक्षांश पर विद्यमान होती है—उसके दक्षिण में निरन्तर तीव्र होती हुई पूर्वी हवायें बहती हैं। प्रायद्वीप में 16 किमी पर इनकी गति 50 नाट के लगभग हो जाती है।

जुलाई में मानसून द्रोणिका का अक्ष सामान्यतः दिल्ली और कलकत्ता को मिलाती हुई स्थित रहती है। इसके दक्षिण में पश्चिमी तथा उत्तर में दक्षिणी पूर्वी या पूर्वी प्रवाह पाया जाता है। पश्चिमी प्रवाह प्रायद्वीप पर लगभग 2 किमी की ऊँचाई तक तीव्रतर होता जाता है तथा 20-25 नाट की अधिकतम गति प्राप्त कर लेता है।

मानसून अक्ष ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर स्थानान्तरित होता हुआ पाया जाता है, जो 3 किमी पर 23° उ. अक्षांश पर स्थित रहता है। इसके ऊपर द्रोणिका बहुत क्षीण हो जाती है।

पाकिस्तान के ऊपर स्थित ताप निम्नदाब 3 किमी के ऊपर उच्चदाब में स्थानान्तरित होने लगता है। इसके प्रभाव में हवाएँ पूर्वी हवायें बहती हैं। 9 किमी ऊँचाई पर सर्वत्र पूर्वी प्रवाह व्याप्त रहता है। 12 से 16 किमी के बीच उत्तरी पूर्वी भारत पर एक और कटक विकसित हो जाता है जिसमें पूर्वी हवायें तीव्रतर होती जाती हैं। यही हवायें 14-16 किमी पर प्रायद्वीपीय भारत पर पूर्वी जेट धाराओं का निर्माण करती हैं।

जून में 1.5 किमी का ताप उच्चतम पाकिस्तान तथा सतत पश्चिमोत्तर भारत पर स्थित पाया जाता है, जहाँ से पूर्व और दक्षिण की ओर तापमान घटता जाता है। 6 किमी के आस पास 25 से 30° उत्तरी अक्षांशों के बीच एक कमजोर उच्चताप कटक विकसित हो जाता है जो 16 किमी की ऊँचाई तक विद्यमान रहता है। इस मात्र में केवल उष्ण कटिबंधी क्षोभ सीमा उपस्थित होती है, जिसकी ऊँचाई 15° उ. अक्षांश पर 110 मिलीबार तथा 25° उ. अक्षांश पर 100 मिलीबार पायी जाती है।

जुलाई में उच्चताप क्षेत्र (28°C) ईरान तथा अरब के केन्द्रीय भागों पर स्थापित हो जाता है। 1.5 किमी पर उत्तरी पश्चिमी भारत इसके कटक के प्रभाव में रहता है। 20° उ. के दक्षिण में तापमान प्रवणता बहुत कम पायी जाती है। $25-30^{\circ}$ उत्तरी अक्षांश के मध्य क्षोभ सीमा की ऊँचाई सर्वाधिक (95 मिलीबार) होती है। यहाँ तापमान -75°C रहता है। इस क्षेत्र के दोनों ओर क्षोभ सीमा की ऊँचाई घटती जाती है।

भाप भरी मानसून धाराओं के प्रवाह के कारण अधिकांश भागों में $5^{\circ}\text{C}/$ किमी के लगभग ह्रास दर निचली तहों में पाया जाता है। ऊँचाई के साथ ह्रास दर बढ़ता जाता है, जो $9-12$ किमी की तह में अधिकतम ($7-8^{\circ}\text{C}/$ किमी) हो जाता है।

(घ) अक्टूबर तक मानसून प्रायः समाप्त हो जाता है। इस मास में 10° उ अक्षांश के नीचे भी निम्नतहों में पश्चिमी प्रवाह प्रचलित रहता है। लगभग 6 किमी ऊँचाई पर 17° उ अक्षांश के समान्तर एक कटक स्थित रहता है जिसके उत्तर में पश्चिमी प्रवाह होता है। यहाँ वायुगति ऊँचाई के साथ लगातार बढ़ती जाती है और पश्चिमोत्तर भारत में $12-14$ किमी पर 50 से 60 नाट तक का उच्चतम प्रदर्शित करती है। पूर्वोत्तर भारत में गति कम पायी जाती है। कटक के दक्षिण में पूर्वी प्रवाह होता है। यह प्रवाह भी 9 किमी के ऊपर तीव्रतर होता जाता है और 14 किमी पर अधिकतम वायुगति प्राप्त कर लेता है।

इस मास में 1.5 किमी पर 22°C का उच्चताप क्षेत्र गुजरात तथा पाकिस्तान तट पर स्थित होता है, जो 6 किमी तक ऊँचाई के साथ दक्षिण की ओर खिसकता जाता है। 9 किमी पर -30°C का उष्ण क्षेत्र पूरे प्रायद्वीप तथा सलग्न मध्य भारत को घेर लेता है। 12 किमी पर पूरे एशिया पर तापमान लगभग समान हो जाता है। तापमान प्रवणता हर स्तर पर बहुत क्षीण पायी जाती है। ध्रुवीय क्षोभ सीमा 30° उ अक्षांश पर अवतरित हो जाती है। उष्ण कटिबंधी क्षोभ सीमा लगभग 110 मिलीवार स्तर पर (तापमान -75°C) पायी जाती है। 3 किमी ऊँचाई तक ह्रास दर पश्चिमोत्तर भारत में अधिकतम ($7^{\circ}\text{C}/$ किमी) रहता है जो पूर्व और दक्षिण की ओर घटता जाता है। आसाम में यह $6^{\circ}\text{C}/$ किमी तथा त्रिवेन्द्रम में $5^{\circ}\text{C}/$ किमी के लगभग पाया जाता है।

(च) तापमान का वार्षिक परिसर पूरे भारत में हर स्तर पर उत्तर से दक्षिण की ओर लगभग बढ़ता जाता है। किन्तु 12 किमी के ऊपर तापमान परिसर लगभग सम हो जाता है।

(छ) विभिन्न ऊँचाइयों पर औसत मासिक ह्रास दर का मान सारणी (14.2) से दिया गया है।

सारणी (14.2)
माध्य मासिक ह्रास-दर (डिग्री सेल्सियस/किमी)

उत्तरी भारत

मास ऊँचाई (किमी.)	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जून.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि	वापिक माध्य
घरातल-2	5.7	6.3	7.9	6.9	8.8	8.3	5.5	6.2	6.8	7.9	5.6	4.9	6.7
2-4	5.5	5.8	6.8	8.2	8.9	8.1	4.2	4.9	5.9	6.1	5.8	5.3	6.3
4-6	6.4	6.4	6.8	6.7	7.1	5.9	5.3	5.3	4.9	5.7	5.8	7.1	6.1
6-8	5.9	6.7	6.7	6.8	6.2	5.3	5.7	5.2	5.7	6.5	6.3	7.6	6.2
8-10	4.1	4.5	6.0	7.1	6.7	7.2	6.3	7.3	7.5	6.9	6.3	8.1	6.7

दक्षिणी भारत

मास ऊँचाई (किमी.)	ज.	फ.	मा.	अ.	म.	जून.	जु.	अ.	सि.	अ.	न.	दि	वापिक माध्य
घरातल-2	9.3	8.7	8.7	8.3	8.3	8.0	7.0	8.0	7.0	7.3	8.7	7.7	8.1
2-4	5.4	7.3	8.3	8.7	7.9	6.9	5.3	5.3	5.5	5.2	4.7	4.8	6.2
4-6	6.5	5.9	5.0	6.3	5.4	6.1	5.9	5.3	5.5	5.9	5.9	9.9	5.8
6-8	6.6	6.1	7.0	6.1	6.9	5.8	5.7	5.1	6.3	6.4	6.1	6.9	6.3
8-10	7.4	6.9	7.7	7.5	7.7	7.6	7.3	7.9	7.3	7.5	7.7	7.5	7.5

14-80 वर्षा का आवंटन

चित्र (14-20) औसत वार्षिक वर्षा का आवंटन प्रस्तुत करता है। भारत मानसून प्रधान देश है। जम्मू और काश्मीर, चरम दक्षिणी तट तथा पूर्वी घाट के क्षेत्रों को छोड़ कर पूरे देश में कुल वर्षा का 80-90% भाग केवल दक्षिणी पश्चिमी मानसून के चार महीनों में प्राप्त हो जाता है।

वर्षा के आवंटन को भारत ने सर्वाधिक प्रभावित करने वाला तत्व प्रवृत्त शृंखलाएँ हैं क्योंकि मानसून धारार्यें पश्चिमी घाट तथा उत्तरी पूर्वी भाग के पहाड़ियों को प्रायः लम्बवत् रूप से काटती हैं। खासी-जयन्तिया के दक्षिणी ढाल पर 1000 सेमी से अधिक वार्षिक वर्षा प्राप्त होती है, जबकि ब्रह्मपुत्र के उत्तरी भागों पर मानसून धाराओं के अनुवर्ती भागों में पड़ने के कारण बहुत कम (लगभग 200 सेमी) वार्षिक वर्षा मिल पाती हैं। संसार का सर्वाधिक वर्षा का स्थान चैरा पूंजी इन्ही पहाड़ी मोड़ों में समुद्रतल से 1313 मीटर की ऊँचाई पर स्थित है। मानसून धाराओं का पर्वतीय-आरोहण ही इस स्थान के लगभग 1142 सेमी औसत वार्षिक वर्षा का कारण है। पश्चिमी घाट के पवनाभिमुखी भाग लगभग 600 सेमी वार्षिक वर्षा प्राप्त करते हैं जबकि लगभग 70-75 किमी अनुवर्ती भाग में वार्षिक घट कर 50-60 सेमी रह जाती है।

मानसून भारत की भूमि पर दो धाराओं में पहुँचता है, अरब सागर की शाखा तथा बंगाल खाड़ी की शाखा। अरब सागर की शाखा जून के प्रथम सप्ताह में पश्चिमी तट पर प्रायः दक्षिण पश्चिम दिशा से पहुँचती है और पश्चिमी घाट पर आरोहण के कारण आस पास के क्षेत्रों में भारी वर्षा उत्पन्न करती है। घाट से उतरने के बाद मानसून पश्चिमी प्रवाह के रूप में प्रायद्वीप पर आगे बढ़ता है। क्रमशः इन धाराओं की उत्तरी सीमा भी और उत्तर की ओर अग्रसर होती जाती है। पश्चिमी प्रवाह जैसे-जैसे प्रायद्वीप पर आगे बढ़ता है, मानसून धाराओं की शुष्कता तथा फलस्वरूप वर्षा की मात्रा भी निरन्तर घटती जाती है। यहाँ तक कि पूर्वी घाट पर आरोहण करते समय यह इतनी शुष्क हो जाती है कि वहाँ इस ऋतु में वर्षा लगभग नहीं के बराबर पायी जाती है। इस प्रकार पूर्वी घाट से उतर कर लगभग शुष्क हुई धारायें बंगाल की खाड़ी में प्रविष्ट करती हैं।

बंगाल खाड़ी की दक्षिणी पश्चिमी मानसून धारायें मई के अन्त में ही अराकान तथा तेनासेरिम तटों पर भारी वर्षा आरम्भ कर देती हैं। किन्तु मध्य बर्मा की ओर वर्षा की तीव्रता तेजी से घटती जाती है। जो धारायें अपेक्षाकृत दक्षिणी पथ पर चलती हुई बंगाल तथा ब्रह्मदेश तट पार करती हैं वे आसाम तथा बर्मा की पहाड़ियों से परावर्तित होकर पश्चिम की ओर मुड़ जाती हैं तथा पूर्वी प्रवाह के रूप में क्रमशः आसाम, बंगाल, उड़ीसा, बिहार, मध्यप्रदेश, उत्तर प्रदेश, पंजाब तथा राजस्थान पर वर्षा उत्पन्न करती हैं। यात्रा के दौरान धाराओं की तीव्रता घटती जाती है, जिसके परिणामस्वरूप वर्षा की मात्रा निरन्तर घटती जाती है।

विभिन्न ऋतुओं में वर्षा आवंटन के कुछ प्रमुख तथ्य निम्नांकित हैं।

(क) (i) शीतकाल की वर्षा दो भागों में बाँटी जा सकती है। 1. पश्चिमी विक्षोभों द्वारा उत्पन्न उत्तरी भारत की वर्षा 2 उत्तरी-पूर्वी मानसून द्वारा उत्पन्न दक्षिणी-पूर्वी प्रायद्वीप की वर्षा, जो दिसम्बर में सर्वाधिक होती है।

इस काल में लगभग 5 विक्षोभ प्रतिमास सक्रिय रहते हैं, किन्तु वर्षा उत्पन्न करने की क्षमता सभी में भिन्न-भिन्न पायी जाती है। हिमालय की पहाड़ियाँ प्रायः भारी वर्षा तथा तुषार प्राप्त करती हैं। मैदानी भागों में वर्षा सबसे अधिक, उत्तरी पश्चिमी भारत तथा आसाम में होती है। कभी-कभी मध्य प्रदेश तथा प्रायद्वीप के उत्तरी भाग भी हल्की वर्षा प्राप्त करते हैं।

उत्तरी-पूर्वी प्रवाह कारोमण्डल तट से दक्षिण के तटीय क्षेत्रों में अच्छी वर्षा उत्पन्न करता है। कभी-कभी दिसम्बर में बंगाल की खाड़ी में चक्रवात भी उत्पन्न हो जाते हैं, जो प्रायः मद्रास से नीचे तटों से टकरा कर भारी वर्षा देते हैं। वर्षा की तीव्रता आन्तरिक भागों में घटती जाती है।

(ii) दिसम्बर में 1 सेमी या अधिक वर्षा का क्षेत्र जम्मू-काश्मीर, पंजाब, हिमाचल प्रदेश तथा उत्तरी-पूर्वी आसाम पर सीमित रहता है। जनवरी में इन स्थानों की वर्षा बढ़ जाती है और साथ ही 1 सेमी से अधिक वर्षा का क्षेत्र पूर्वी राजस्थान, उत्तर प्रदेश, मध्यप्रदेश तथा पूरे पूर्वोत्तर भारत पर फैल जाता है। फरवरी में वर्षा की मात्रा बंगाल, उड़ीसा, दक्षिणी-पूर्वी मध्यप्रदेश और आसाम में बढ़ जाती है, किन्तु जम्मू-काश्मीर, पंजाब तथा पूर्वी राजस्थान में थोड़ा घट जाती है। सबसे अधिक वृद्धि 1-3 सेमी आसाम में पाई जाती है।

(iii) शीतकाल में हिमालय के दक्षिण में अक्षांशों के साथ वर्षा लगातार घटती जाती है। इन दिनों सबसे अधिक वर्षा हिमाचल प्रदेश में तथा काश्मीर में होती है। दिसम्बर में ये क्षेत्र लगभग 6 तथा जनवरी-फरवरी में 15 सेमी वर्षा प्राप्त करते हैं।

(iv) मैदानी भागों की वर्षा प्रायः तड़ित भ्रंश युक्त होती है। पंजाब, हिमाचल प्रदेश, पश्चिमी उत्तर और मध्य प्रदेश तथा उत्तरी आसाम पर दिसम्बर में 0.5 दिन तड़ित भ्रंश का औसत आता है, जो जनवरी तथा फरवरी में बढ़कर 1 दिन हो जाता है। साथ ही क्षेत्र पूरे उत्तरी भारत पर विस्तृत हो जाता है। जनवरी में सर्वाधिक तड़ित दो दिन पश्चिमी उत्तर-प्रदेश की पहाड़ियों में तथा फरवरी में 3 दिन उत्तरी-पूर्वी आसाम पर पाया जाता है।

(ख) (i) पूर्व मानसून काल के पूर्वार्द्ध में पश्चिमी विक्षोभ उत्तर भारत को प्रभावित करते हैं तथा वर्षा का मुख्य कारण बनते हैं। इनसे तड़ित भ्रंश तथा ओलों की घटनाएँ भी सम्बन्धित रहती हैं जो मध्य तथा पूर्वी भागों में प्रायः अधिक तीव्र होती हैं। आसाम, बंगला देश तथा बंगाल में काल वैशाखी मार्च, अप्रैल और मई में क्रमशः 4, 8, और 12 की औसत संख्या में उत्पन्न होते हैं, जो भारी वर्षा

इन्ही के कारण आसाम मई में भी जून के दो-तिहाई के बराबर वर्षा प्राप्त कर लेता है।

(ii) जैसा कि पहले बतलाया जा चुका है प्रायद्वीप के दक्षिणी पूर्वी भागों में द्रोणिका के प्रभाव में खाड़ी से पर्याप्त नमी का आगमन होता है, जिससे अप्रैल तथा मई में तड़ित वीछार उत्पन्न होते रहते हैं। इससे इन क्षेत्रों को 8 से 10 सेमी तक वर्षा प्राप्त हो जाती है। दक्षिणी पश्चिमी प्रायद्वीप पर भी पूर्व मानसून के तड़ित वीछार होते हैं, जिनकी प्रकृति तथा कारण प्रायः अनियमित हैं। उत्तरी पश्चिमी प्रायद्वीप इस ऋतु में मुख्यतः सूखा रहता है। कभी-कभी मई के अन्त में अनुकूल सागरीय प्रवाह के अन्तर्गत तड़ित भ्रंश की घटनाएँ हो जाया करती हैं। नमी का आयात बहुत तीव्र होने पर तड़ित भ्रंश मध्य भारत तक भी फैल जाते हैं।

(iii) इस ऋतु में सबसे कम वर्षा राजस्थान, गुजरात तथा मध्य भारत में होती है। बिहार, उड़ीसा, उत्तर प्रदेश, शेष पश्चिमोत्तर भारत तथा दक्षिणी प्राय द्वीप 5 से 15 सेमी. तक की वर्षा प्राप्त करते हैं। 50 से० मी० से अधिक की अधिकतम वर्षा कालवैशाखी (Norwester) के कारण बंगाल, असम तथा आसपास के क्षेत्रों में होती है।

(ग) (i) जून में सर्वाधिक वर्षा अराकान, तेनासीम तथा प्रायद्वीप के पश्चिमी तट पर 75-80 सेमी के लगभग होती है। उत्तरी बंगाल और असम के कुछ भाग 50 से 75 सेमी की वर्षा प्राप्त करते हैं जो पश्चिम की ओर निरन्तर घटती हुई बिहार और उड़ीसा तक 25 सेमी तथा उत्तर प्रदेश, मध्यप्रदेश एवं गुजरात में 15 से 25 सेमी के मध्य रह जाती है।

(ii) जुलाई और अगस्त भर मानसून धारार्यें लगभग पूरे देश पर छाड़ी रहती हैं। केवल पश्चिमी राजस्थान का थार मरुस्थल इन दिनों भी पाकिस्तान पर स्थित ताप निम्नदाब के प्रभाव में बहने वाली शुष्क महाद्वीपीय हवाओं से घिरा होता है। किन्तु जब कभी मानसून सक्रिय होता है या दोनों शाखायें संयुक्त होकर बढ़ती हैं, या ताप निम्नदाब अपेक्षाकृत दक्षिण में स्थित होकर अरब सागर से नमी अभिवहित करता है या मानसून अवदाब राजस्थान को प्रभावित कर रहा होता है तो नम धारार्यें थार मरुस्थल पर भी आच्छादित हो जाती हैं। इसके विपरीत क्षीण मानसून तथा मानसून भंग की अवस्था में थार तथा सिंध की शुष्क वायुराशि राजस्थान एवं संलग्न पंजाब पर भी बहने लगती है।

(iii) जुलाई और अगस्त में वर्षा के आवंटन में ऋतुनिष्ठ द्रोणिका का अक्ष एवं मानसून अवदाब महत्त्वपूर्ण भूमिका निभाते हैं। अक्ष की स्थिति यदि अपेक्षाकृत दक्षिण में है तो सामान्यतः मानसून सक्रिय होता है तथा पूरा देश दूर-दूर तक वर्षा प्राप्त करता है। उत्तर की ओर अक्ष का स्थानान्तरण वर्षा में कमी तथा मानसून की क्षीणता की ओर संकेत करता है। इस दशा में अरब सागर की धारार्यें बहुत क्षीण हो जाती हैं तथा बंगाल की खाड़ी की धारार्यें और पूर्व की ओर सिमट

जाती है। यदि अक्ष अधिक उत्तर की ओर स्थानान्तरित होकर पर्याप्त समय तक हिमालय की तलहटी के समानान्तर स्थिर रहे तो मानसून भंग की स्थिति आ जाती है। इस दशा में वर्षा केवल पूर्वी हिमालय की जड़ों में होती है।

(iv) शीर्ष खाड़ी में अवदाव के विकास के साथ नई धाराये प्रवाहित होने लगती है जिनसे तटीय भागों में वर्षा एकाएक बढ़ जाती है। अवदाव के उत्तर-पश्चिम की ओर अग्रसर होते ही भारी वर्षा का क्षेत्र पहले बंगाल तथा दक्षिणी आसाम पर फैल जाता है तथा फिर अवदाव की गति के साथ उड़ीसा और बिहार की ओर बढ़ता जाता है कुछ अवदाव जो थोड़ा दक्षिणी तट, जैसे उड़ीसा से गुजरते हैं मध्य प्रदेश दक्षिणी पूर्वी यू. पी. एवं उत्तरी प्रायद्वीप पर दूर-दूर तक वर्षा जनित करते हैं। तत्पश्चात् गुजरात और राजस्थान को प्रभावित करने के बाद ये अवदाव क्षीण होकर या तो मौसमी निम्नदाव में विलीन हो जाते हैं या अरब सागर की धारा सक्रिय होने पर उत्तर पूर्व की ओर मुड़कर पश्चिमोत्तर भारत पर वर्षा उत्पन्न करते हैं।

(v) जुलाई में पुन तेनासरीम, अराकान तथा पश्चिमी घाट के तटीय क्षेत्र 100-125 सेमी की सर्वाधिक वर्षा प्राप्त करते हैं। अग्रत में यह मात्रा थोड़ी घटकर अराकन तथा उत्तरी तेना सरीम तट पर 80-100 सेमी तथा पश्चिमी घाट पर 50-75 सेमी रह जाती है। पूर्वी घाट की ओर वर्षा तेजी से घटती जाती है। जुलाई में पूर्वी तट 16^0 उ. अक्षांश के दक्षिण में 15 सेमी से कम तथा उत्तर में थोड़ा अधिक वर्षा प्राप्त करता है। मध्य प्रदेश पर जुलाई और अगस्त दोनों में 40-50 सेमी की वर्षा होती है। दोनों ही महीनों में बंगाल तथा आसाम 40-50 सेमी वर्षा प्राप्त करते हैं जो पश्चिम की ओर निरन्तर घटते हुए पश्चिमी राजस्थान में 10-15 सेमी के लगभग रह जाती है।

(vi) सितम्बर में मानसून उत्तरी पश्चिमी भारत से हटने लगता है। माघ ही इसकी सक्रियता भी क्षीण होती जाती है। प्रारम्भिक दिनों में वर्षा का आवटन अगस्त की भाँति ही पाया जाता है किन्तु मास के अन्तिम भाग में पूर्वी प्रायद्वीप पर वर्षा की मात्रा बढ़ जाती है तथा शेष भारत पर घटने लगती है। इसका एक कारण यह है कि अवदाव इन दिनों अपेक्षाकृत दक्षिणी अक्षांशों में उत्पन्न होते हैं। दक्षिणी पठार की वर्षा इन दिनों प्रायः तटित ऋक्ता से युक्त होती है। तेनासरीम तट सर्वाधिक वर्षा (75 सेमी) प्राप्त करते हैं। पश्चिमी घाट और अराकान तट की औसत 50 सेमी के लगभग होती है। आसाम और उत्तरी पूर्वी बंगाल 25 से 40 तथा शेष बंगाल 25 सेमी से कुछ कम वर्षा प्राप्त करते हैं। उत्तरी पश्चिमी भारत पर प्रायः 15 सेमी से कम, पश्चिमी राजस्थान पर 5 सेमी से कम तथा शेष-भारत पर 15 से 25 सेमी की वर्षा रिकार्ड की जाती है।

(घ) (i) बंगाल की खाड़ी की मानसून शाखा 10 अक्टूबर तक उत्तर पूर्वी भारत से हट जाती के अतिरिक्त ओले तथा तूफानी मौसम पैदा करते हैं।

है तथा अरब सागर की शाखा भी इस समय तक देश के मध्य भाग तथा उत्तर पश्चिमी प्रायद्वीप से हट जाती है। फलतः इन भागों में वर्षा बंद हो जाती है।

(ii) 15 अक्टूबर तक मध्य बंगाल की खाड़ी में कम वायु-दाब का क्षेत्र स्थापित हो जाता है जो धीरे धीरे दक्षिण दिशा में स्थानान्तरित हो जाता है। बंगाल की खाड़ी की शाखा, जिसके कारण इस समय भी वर्षा के तटीय क्षेत्रों में वर्षा होती है, इस निम्न वायु-दाब के प्रभाव में विचलित हो जाती है तथा कारोमण्डल तट पर वर्षा देती है। वर्षा की मात्रा तट से आन्तरिक भागों की ओर घटती जाती है। कुछ लोग इस विचलित शाखा को 'उत्तर पूर्वी मानसून' का नाम देते हैं।

(ii) अक्टूबर-नवम्बर मास में वर्षा देने वाली दूसरी प्रणाली चक्रवात है, जो बंगाल की खाड़ी व अरब सागर में जनित होते हैं। खाड़ी के चक्रवात उत्तर पश्चिम दिशा में चलते हुए मद्रास तट तथा बंगाल के डेल्टा प्रदेश के मध्य तटीय क्षेत्रों में वर्षा देते हैं। कुछ साइक्लोन पश्चिम दिशा में चलते हुए कारोमण्डल तट पर भारी वर्षा उत्पन्न करते हैं। अरब सागर में वर्तमान विक्षोभ तथा पूव की ओर चलते हुए अवदाब मलाबार तट पर भारी वर्षा देते हैं। नवम्बर मास में ये अवदाब अपेक्षकृत अधिक दक्षिण की ओर टकराते हैं, जिसके फलस्वरूप वर्षा पेटिका भी दक्षिण की ओर स्थानान्तरित हो जाती है।

(iv) अक्टूबर में कारोमण्डल तट तथा दक्षिणी मलाबार में कुल वर्षा साधारणतः 25 सेमी होती है। मंगलोर को डिब्रूगढ़ से एक सीधी रेखा द्वारा मिलाया जाय तो इसके निकट पश्चिम में स्थित क्षेत्र लगभग 12.5 सेमी वर्षा पाते हैं जबकि उत्तर पश्चिमी भारत में इस माह में 2.5 सेमी से भी कम वर्षा होती है।

(v) नवम्बर में दक्षिणी कारोमण्डल तट पर वर्षा साधारणतः 25 से 38 सेमी के बीच होती है तथा वर्षा की मात्रा आन्तरिक भागों की ओर घटती जाती है। मंगलोर से डिब्रूगढ़ को जोड़ने वाली रेखा के पश्चिम में अवस्थित क्षेत्र नवम्बर में आमतौर पर 2.5 सेमी वर्षा पाते हैं तथा उत्तर पश्चिमी भारत में इस माह में वर्षा बिल्कुल नहीं होती।

(v) दिसम्बर तक मानसून देश के सभी भागों से पूर्ण रूप से हट जाती है तथा पश्चिमी प्रायद्वीप में वर्षा लगभग बन्द हो जाती है। देश के धुर उत्तरी भागों में पश्चिमी विक्षोभों के प्रभाव के कारण दिसम्बर में थोड़ी वर्षा होती है।

(च) वार्षिक वर्षा

1) दक्षिणी प्रायद्वीप में पूर्वी तट से वार्षिक वर्षा की मात्रा पश्चिम की ओर पश्चिमी घाट के अनुवर्ती भाग तक घटती जाती है। तट के समीप पूर्वी घाट की पहाड़ियों पर वर्षा अधिकतम 120 सेमी से अधिक होती है। चरम दक्षिणी भागों में पश्चिमी घाट के पूर्वी तरफ वर्षा निम्नतम (50 सेमी) पायी जाती है। 13° उ अक्षांश के पास भी पश्चिमी घाट का पूर्वी भाग 50 सेमी कम वार्षिक वर्षा प्राप्त करता है।

(ii) पश्चिमी घाट के उच्च भूभागों में अनेक स्थानों पर 600 सेमी के लगभग वर्षा होती है, जो प्रायः बहुत सीमित क्षेत्र घेरते हैं। पश्चिमी ढाल पर तट की ओर वर्षा की मात्रा घटती जाती है।

(iii) बंगाल तथा उड़ीसा तट से आन्तरिक भूभागों की ओर वर्षा घटती जाती है। बीच में पड़ने वाली मैकाल, छोटा नागपुर तथा महादेव पहाड़ियाँ तलमग क्षेत्रों में वर्षा की मात्रा थोड़ी बढ़ा देती हैं। इसके पश्चात् विन्ध्य तथा सतपुड़ा पहाड़ियाँ प्रायः अप्रभावकारी रहती हैं। काठियावाड़ की गीर तथा दक्षिणी राजस्थान की थारू पहाड़ियाँ आस पास के समतल की अपेक्षा बहुत अधिक वर्षा प्राप्त करती हैं।

(iv) मानसून द्रोणिका का दक्षिणी भाग अवदावों के प्रभाव क्षेत्र में अधिक रहने के कारण उत्तरी भागों की अपेक्षा अधिक वर्षा प्राप्त करता है। कुछ अवदाव जो अधिक उत्तरी मार्ग अपनाते हैं हिमालय की पहाड़ियों में वर्षा की मात्रा बढ़ाते हैं। इन सभी क्षेत्रों में वर्षा की मात्रा पश्चिम की ओर लगातार घटती रहती है। वार्षिक वर्षा का परिसर बंगाल में 150 सेमी से थार मरुस्थल में 15 सेमी के कम तक पाया जाता है।

(v) लगभग एक ही अक्षांशों पर स्थित लाहौर का गण्डमान तथा अरब सागर का लक्कादिव व माल्दिव द्वीप समूहों पर क्रमशः 300 तथा 150 सेमी की वार्षिक वर्षा का औसत पाया गया है।

(vi) वर्षा युक्त दिनों की संख्या का सावटन चित्र 14.21 में प्रदर्जित किया गया है। इसका जलन भी वार्षिक वर्षा के लगभग समान ही है। प्रायद्वीप पर वर्षा युक्त कम दिनों की संख्या दक्षिणी भद्राक्ष तथा मध्य महाराष्ट्र से दक्षिणी आन्ध्र प्रदेश पर कम (30-50) रहती है। पश्चिमी घाट पर 9-130 उ. अक्षांशों के बीच यह संख्या बढ़ जाती है जिसका शीतत अक्षेपी पर अधिकतम (137 दिन) रिकार्ड किया गया है।

100 से अधिक दिनों वाले क्षेत्र आसाम, पहापुन घाटी, उत्तरी बंगाल के तराई के क्षेत्र, गण्डमान तथा पश्चिमी घाट हैं। चेरा पूंजी में अधिकतम दिनों (160) वर्षा होती है। वर्षा युक्त सबसे कम दिनों की संख्या (20 से कम) कच्छ और पश्चिमी राजस्थान पर पायी जाती है। थार मरुस्थल में 5 से भी कम दिन वर्षा के होते हैं।

14.81 बंगाल की खाड़ी की जलवायुविक अवस्था

शीतकाल में बंगाल की खाड़ी में निम्नदाव का क्षेत्र पाया जाता है किन्तु दाव उत्तर से दक्षिण की ओर घटता जाता है। इसी दिशा में तापमान की नियमित वृद्धि भी रिकार्ड की जाती है। नौसम, हल्की उत्तरी पूर्वी हवाओं तथा आंशिक मेघाच्छन्नता से युक्त होता है। पर्वतीय प्रभावों के कारण पूर्वी श्रीलंका तथा कुमावा के तटों पर कभी कभी उड़ित फंफू तथा स्नानाल उत्पन्न होने रहते हैं। शीर्ष खाड़ी में भी मौसम

[illegible]

मात्र में वाष्पीकरण ही हो जाता है जिसके फलस्वरूप सम्पूर्ण सारों की मात्रता तेली के तबूने तकती है। वाष्पदायक फस्फरी की अपेक्षा इस महीने में कुछ अधिक पाया जाता है तथा हवा में अनिश्चित और तीव्र हो उठती है। अवाक्य फारदेस्टर के आने पर शीर्ष साड़ी में स्थायित तथा तलित कपाए उत्पन्न हो जाती हैं। तापमान सम्पूर्ण लाठी में बढ़ना आरम्भ हो जाता है। तबन्तु प्रजिया की अपेक्षा उत्तर में वृद्धि दर थोड़ी अधिक रहती है। यदि तब साड़ी में आहु तापमान समसम हो जाता है जिसका औसत 29°C आकलित किया गया है। तथा सातह की तापमान भी लगभग स्थान ही रहता है।

अप्रैल में उत्तरी खाड़ी का दायं कंधा पड़ता है जब कि दक्षिणी खाड़ी में थोड़ा बरब जाता है। किन्तु अग्रतता काफी क्षीण रहती है। इस महीने में 186° का अक्षांश से ऊपर दक्षिणी पश्चिमी प्रवाह पाया जाता है, जो अभाव और दक्षिण पक्ष के पास तीव्रतम रहता है। मध्य तथा दक्षिणी खाड़ी में अनियत लहर होती है, जहाँ बहती है।

अप्रैल के अन्त में दक्षिणी या दक्षिणो-पूर्वी राशियों का मौसम गन्धर्ववा सिद्धो-
भित हो जाता है, जिसके फलस्वरूप रव रात ध्रुव हवाय तथा भीष्मय की गर्माय
उत्पन्न हो जाती है ।

मर्द में सम्पूर्ण रानी अक्षेक्षक शक्ति विद्यमान रहती है, जो 29°C का वायु तापमान एवं $29-30^{\circ}\text{C}$ का मास्य ताप का तापमान समान रूप से पाया जाता है। अष्टमान मास्य के अक्षिणी आगों व निक्षिणी अक्षिणी अक्षिणी होते हैं। सामान्य मीमम अक्षिणी तथा आर्द्र रहता है। यह प्रियम मास्यमान अक्षिणी होने के लिए उपयुक्त है। इस अवस्था में प्रभावित अक्षिणी अक्षिणी अक्षिणी प्रभावितों से भर रहते हैं।

(क) सांभर—इसके जल में साधारण नमक तथा सोडियम सल्फेट की बाहुल्यता पायी जाती है।

(ख) डिडवानो—इसमें सोडियम सल्फेट की मात्रा अधिक है।

(ग) पंचभद्रा—इसका जल मैगनेशियम सल्फेट से भरपूर है।

इन झीलों का खारापन समुद्र के जल से अधिक पाया गया है।

(ii) उष्ण-रेगिस्तान—अर्द्ध रेगिस्तान के पश्चिम का सारा भूभाग जो थार-मरुस्थल के नाम से विख्यात है, उष्ण रेगिस्तान है, जहाँ वार्षिक वर्षा 300 मिमी से भी कम है। इसमें जैसलमेर, बीकानेर, नागौर, गंगानगर, बारमेर, पश्चिमी जोधपुर, दक्षिणी पश्चिमी जालौर तथा पश्चिमी चुरू की भूमि सम्मिलित है। इस क्षेत्र की मिट्टी अत्यधिक लवण युक्त है। रेतीली पहाड़ियों के कारण भूमि बहुत असमतल है। तेज हवाओं के कारण जगह-जगह रेत की पहाड़ियाँ तैयार हो जाती हैं, जो थोड़ी ही देर में स्वतः लुप्त हो जाया करती हैं।

उष्ण रेगिस्तान में राजस्थान के उपर्युक्त क्षेत्रों के अतिरिक्त बहावलपुर तथा सिंध का भी एक बड़ा हिस्सा सम्मिलित है। इस रेगिस्तान की पश्चिमी सीमा सिंध नदी है, जिसके पश्चिम में पुन. सिंध और बलूचिस्तान की खारी झीलों वाली अर्द्ध रेगिस्तानी भूमि का सिलसिला शुरू हो जाता है।

सारे पश्चिमी राजस्थान पर अरावली शृङ्खलाओं तथा छिट-पुट पहाड़ियों का प्रकीर्ण (Scattered) फैलाव पाया जाता है। कहीं-कहीं इन पहाड़ियों की समुद्र तल से ऊँचाई 1000 मीटर से अधिक मिलती है।

14.92 राजस्थान की नदियाँ

वैसे तो राजस्थान में नदियों का जाल सा बिछा दीरता है, पर ऐसी एक भी नदी नहीं है जो वर्ष भर जीवित रहती हो। अधिकांश नदियाँ सिर्फ वरमात के मौसम में कुछ दिनों या अधिक से अधिक एक-दो महीने के लिए प्रवाहित होती हैं और फिर सूख जाती हैं।

पूर्वी राजस्थान में, जमुना की सहायिकायें, चम्बल, गंभीरी, वानगंगा और मेवा नदियाँ बहती हैं। राज्य के दक्षिण पश्चिम में माही, सावरमती, सरस्वती तथा वानस के अलावा राजस्थान की सबसे बड़ी नदी लूनी भी बहती है। ये सभी नदियाँ कच्छ के रन में होकर चलती हैं। लूनी अजमेर के पास की अरावली शृङ्खलाओं से निकल कर पहले पश्चिम में बाड़मेर की ओर और फिर दक्षिण-पश्चिम दिशा में रन से होती हुई अरब सागर में गिरती है। पश्चिमी राजस्थान की अन्य नदियों में नारा तथा सिंधु का नाम भी लिया जा सकता है। उत्तर में घग्गर, नेवाल और रैना (सिंध में) नदियों का अब केवल नाम ही बाकी रह गया है, जिसमें पानी की जगह अब वर्ष भर रेत बहती है।

लूनी को छोड़कर अन्य कोई भी नदी सागर तक नहीं पहुँच पाती। रेगिस्तान में ही कहीं खो जाती हैं। इन सभी नदियों का प्रवाह उत्तर से दक्षिण या उत्तर-पूर्व से दक्षिण पश्चिम की ओर पाया जाता है।

जल अपवाह (run off) के लिये किसी निश्चित मार्ग तथा पर्याप्त वर्षा, दोनों का अभाव है। मानसून की वर्षा तालाबों, झीलों तथा बांधों में जमा करके उन्हें स्थानीय उपयोग में लाया जाता है।

14.93 मिट्टी, वनस्पतियाँ और लोग (Soil, Vegetation and the people)

मिट्टी का निर्माण और प्रकार; जलवायु, घातलीय और वनस्पतिक अवस्थाओं पर निर्भर करता है। राजस्थान के शुष्क भागों की मिट्टी तीव्र जीरोमॉर्फिक (xeromorphic) विशेषताओं से युक्त है जिसमें ह्यूमस (humus) तत्व बहुत ही कम मात्रा में विद्यमान है। प्राकृतिक लवणों की पर्याप्त मात्रा यहाँ की मिट्टी में पाई जाती है, जो संभवतः केशनली उठान (Capillary-rise) प्रक्रिया द्वारा भूगर्भीय खारे जल की देन है। अपरदन के कारण निरन्तर भूमि के ह्रास से काफी बड़े भाग में वंजरता का गुण स्वाभाविक रूप से आ गया है। फिर भी इस क्षेत्र के एक तिहाई से अधिक भूमि पर खेती की जाती है, लगभग 23.5% भाग पर घास और झाड़ियाँ उगती हैं तथा 3.2% भूमि स्थायी चरागाह है। खेती तथा पशुपालन यहाँ के निवासियों की मुख्य जीविका है।

जलवायु की प्रतिकूलता के बावजूद थार रेगिस्तान में कुछ प्रकार की वनस्पतियाँ पाई जाती हैं। फलोरा वनस्पतियों के समूह झुण्ड के झुण्ड थोड़े थोड़े अन्तर पर दिखाई देते हैं। इनमें एफीमेरल, घास, कटीली झाड़ियाँ, ड्वार्फ (dwarf) वृक्ष तथा स्क्रब के जंगल विशेष रूप से मिलते हैं।

बाजरा, ज्वार, मोठ और नूंग यहाँ की मुख्य फसलें हैं। कहीं कहीं जहाँ भूगर्भीय जलस्तर अपेक्षाकृत ऊँचा है, गेहूँ और सब्जियों की खेती भी करली जाती है। कृषि के अलावा लोग भेड़, बकरी, गाय और ऊँट पालना पसन्द करते हैं तथा उन्हें झुण्ड के झुण्ड लेकर चरागाह और जल की तलाश में फिरना ही उनकी जीविका है।

निवासियों में लगभग 98% हिन्दू हैं, जिनमें अधिकांश शाकाहारो हैं। यह यहाँ के पशुधन की रक्षा के लिए बहुत अनुकूल है। कुछ जन जातियाँ जैसे वन वावरिया मीना, सांसी आदि जिनके पास कृषि के लिए जमीन नहीं है, अविकतर शिकार का पेशा अपनाती हैं, जिससे इस क्षेत्र की सीमित पशुधन की सुरक्षा के लिए बड़ा आघात पहुँचता है। परिस्थितियों के फलस्वरूप यहाँ के निवासियों में स्वाभाविक सहनशीलता विकसित रूप में पायी जाती है।

14 94 पश्चिमी राजस्थान रेगिस्तान कैसे और कब बना ?

राजस्थान के भूगर्भ विज्ञान का इतिहास इस बात की ओर स्पष्ट संकेत करता है कि अरावली के जन्म (हिमाचल से बहुत पहले) से अब तक नम और शुष्क जलवायु के दौर इस क्षेत्र पर एक के बाद एक आते रहे हैं।

भारत पर अब तक दो हिम-युग (ice ages) गुजरे हैं। एक का नाम पर्मीकॉन-निफोरस है जो लगभग 24 करोड़ वर्ष पहले आरम्भ हुआ। दूसरा, क्वाटरनरी कहलाता है लगभग 10 लाख वर्ष से आरम्भ होकर अभी तक चल रहा है इन दोनों के सविकाल में लाखों वर्षों तक भारत उष्ण जलवायु के प्रभाव में रहा। क्वाटरनरी युग में अभी उत्तरी ग्लेशियर के सिकुड़ने और फैलने की चार महत्वपूर्ण घटनाएँ हो चुकी हैं जिनके कारण इतनी ही बार भारत को क्रमशः शुष्क और नम जलवायु का अनुभव करना पड़ा है।

क्वाटरनरी हिम युग से पूर्व सिंध, त्रिलोचिस्तान और पश्चिमी राजस्थान का कुछ भाग लाखों वर्ष सागर में डूबा रहा। क्वाटरनरी युग के आने ही शुष्क जलवायु का जो दौर आरम्भ हुआ, उसके फलस्वरूप समुद्र पीछे हटा और ये भूभाग प्रकाश में आये।

ऐसा अनुमान है कि वर्तमान हिमयुग में राजस्थान के ऊपर अभी तक 4 नम जलवायु के दौर गुजर चुके हैं, जिसमें दूसरा दौर जो सर्वाधिक तीव्रता का माना जाता है, लगभग 5 लाख वर्ष पहले समाप्त हुआ। यहाँ यह संकेत स्पष्ट है कि इन क्षेत्र के शुष्कावस्था का आरम्भ इसी समय से मान लिया जाय। वैसे नम जलवायु का अन्तिम दौर कोई 20,000 वर्ष पूर्व बीत चुका है। इस समय के बाद निश्चित रूप से पश्चिमी राजस्थान की मिट्टी का शनैः शनैः ह्रास होता गया, पृथ्वी का जलस्तर गिरता गया और शुष्कता की मात्रा उत्तरोत्तर बढ़ती गई। महाभारत में इस प्रदेश में मरुभूमि होने का उल्लेख मिलता है।

यह भी कहा जा सकता है कि 3000-4000 वर्ष पूर्व सिंधु घाटी में जो सभ्यता पनपी थी, उसने वरतन, इटे, नालिया, धातुएँ आदि आदि तैयार करने में ईंधन के रूप में वनो और वनस्पतियों को जिस प्रकार नष्ट किया होगा, उससे राजस्थान की शुष्कता बढ़ने में और मदद मिली।

एक कारण और भी सम्भव है।

नदियाँ, जमीन के नीचे जल स्तर को बनाये रखने के लिये निरन्तर पुराक देती रहती हैं। भूगर्भीय जल भंडार भी स्रोतों के रूप में नदियों को इसका प्रतिदान देता रहता है। यदि किसी कारण वश किसी क्षेत्र की नदियाँ सूख जायें या दिशा बदल कर दूर हो जायें तो वहाँ के भूगर्भीय जल भंडार का स्रोत समाप्त हो जायगा और जल स्तर नीचे गिरने लगेगा। कुछ समय पश्चात् जल वनस्पतियों की पकड़-सीमा के नीचे चला जायेगा, जिसमें वनस्पति विहीन भूमि सूर्य-किरणों तथा वायु वेग के सीधे आघात के कारण निरन्तर अपरदित और क्षीण होती जायेगी।

राजस्थान की नदियों का इतिहास कुछ इसी तरह का है। कहते हैं कि सिंधु और सतलज नदियाँ कभी उस मार्ग से बहती थी, जहाँ आज चम्बल और उसकी सहायिकायें स्थित हैं। ये दोनों नदियाँ पश्चिम की ओर लगातार अपना प्रवाह बदलती गयीं। जब सतलज और सिंधु वर्तमान घग्घर और नारा से होकर बहती थीं

(जिसका लगभग 4 किमी चौड़ा पाट अभी भी स्पष्ट है) तो बीकानेर, जैसलमेर, बहावलपुर आदि क्षेत्र काफी उपजाऊ और समृद्ध थे। फिर इन नदियों के और पश्चिम की ओर हटने के बाद ये क्षेत्र तेजी से रेगिस्तानी अवस्था को प्राप्त होते गये।

जैसलमेर और बाडमेर में इस समय लगभग 50% कुये ऐसे मिलेंगे जिनमें जलस्तर की गहराई 40 मीटर से अधिक है। लगभग 10% कुये 80 मीटर से ज्यादा गहरे हैं तथा कुछ कुओं में तो पानी 120 से 130 मीटर की गहराई में मिलता है।

अनेक प्रमाण इस बात के लिये प्रस्तुत किये गये हैं कि उत्तारी पश्चिमी भारत, राजस्थान, पाकिस्तान और बलूचिस्तान के प्रदेश ईसा से कोई 4,000 वर्ष पहले हरे भरे क्षेत्र थे। 2700 वर्ष ईसा पूर्व मोहन जोदारो की सभ्यता विकसित हुई थी। श्री बी. सी. उम्कार (1933) ने ईसा से 2750-2500 वर्ष पूर्व सिंधु नदी में आयी बाढों का जिक्र किया है।

ईसा से कोई 1000 वर्ष पूर्व जब हिमालय अच्छी तरह विकसित हुआ और जल की असीम मात्रा ग्लेशियर के रूप में हिमशिखरों पर सिमट आई तो अनेक नदियों के सूखने या प्रवाह बदल देने से मध्य एशिया के अनेक क्षेत्र व्यापक रूप से शुष्क हो गये। हिमालय का विकास, वैसे जलवायु के दृष्टिकोण से उत्तर भारत के लिये बहुत अनुकूल तथा महत्वपूर्ण है जो गर्मियों में मानसून धाराओं को अन्यत्र जाने से रोक कर उत्तर पश्चिम की ओर दिशान्तरित कर देता है तथा सर्दियों में बहुत ठण्डी ध्रुवीय हवाओं को आने से रोक देता है। हिमालय की वृद्धि के साथ अरावली का ह्रास होता गया जिससे नम हवाओं का मार्ग कुछ इस तरह परिवर्तित हो गया कि पश्चिमी राजस्थान अनुवर्ती दिशा में पड़ कर वर्षा से वंचित रह गया और उच्च वाष्पीकरण-वाष्पोत्सर्जन के कारण मिट्टी अपने नमी तथा ह्यूमिक तत्व खोती गयी।

सारणी 14.3
तापमान के जलवायुविक आंकड़े

स्थान	प्रक्षेप	देशान्तर	माध्य समुद्र तल से ऊँचाई (मीटर)	तापमान (°C)									
				औसत उच्चतम						औसत निम्नतम			
				जनवरी	अप्रैल	मई	जुलाई	अक्टूबर	जनवरी	अप्रैल	जुलाई	अक्टूबर	
अरुणाचल 1 दिगबोई* 2. उत्तरी लसीमपुर	27° 23'	95° 37'	152	22.0	29.0	29.3	31.3	29.1	11.0	18.8	24.1	20.3	
	37 14	94 07	102	23.0	29.0	29.0	31.0	29.1	9.1	21.1	25.1	20.0	
नागालैंड 1. कोहिना	23 38	94 10	1406	15.0	24.8	25.0	24.0	21.8	9.0	16.6	19.0	16.1	
	25 34	91 53	1598	15.5	23.8	23.7	24.1	21.8	3.6	14.1	18.1	12.9	
मेघालय 1. गिलांग 2. तुरा	25 31	90 14	370	23.5	32.5	31.0	28.9	28.9	12.3	22.1	23.2	20.3	
	24 46	93 54	781	21.0	29.0	29.0	28.3	27.3	4.0	15.8	22.0	16.5	
मणिपुर 1. इम्फाल	23 44	92 43	1097	20.1	26.5	26.1	25.1	24.5	11.3	17.4	19.0	18.0	
	23 53	91 15	16	26.0	35.0	33.3	31.0	30.6	10.3	22.8	25.0	21.5	
त्रिपुरा 1. श्रमस्तला													

*दिबोई और उत्तरी लसीमपुर आसाम के पर्वतीय क्षेत्र हैं, जो प्रत्यक्षतः देश की सीमा के समीप स्थित हैं।

सारणी 14.3 (Contd.)

पंजाब	1. अमृतसर	31° 38'	75° 52'	234	18.6	34.2	38.9	35.6	31.9	4.5	16.2	25.9	16.6
हरयाणा	1. अम्बाला	30	76	278	20.8	36.2	40.8	35.2	33.2	6.8	19.7	26.0	16.4
दिल्ली	1. नई दिल्ली	28	77	216	21.3	36.2	40.5	35.3	33.1	7.3	21.0	27.2	18.7
राजस्थान	1. जोधपुर	26	73	217	24.6	38.3	41.6	35.7	35.7	9.5	22.4	26.8	19.6
	2. जयपुर	26	75	390	22.0	36.5	40.6	34.1	33.2	8.3	21.0	25.6	18.3
गुजरात	1. अहमदाबाद	23	72	55	28.7	39.7	40.7	33.2	35.6	11.9	23.0	25.7	21.2
मध्य प्रदेश	1. भोपाल	23	77	523	25.7	37.8	40.7	29.9	31.3	10.4	21.2	23.2	18.0
	2. जबलपुर	23	79	393	26.1	38.5	41.9	30.3	31.4	9.8	20.5	23.9	18.4
	3. रायपुर	22	81	298	27.7	39.2	42.3	30.3	31.2	13.5	25.1	24.1	21.5
आन्ध्र प्रदेश	1. हैदराबाद	17	78	545	28.6	36.9	38.7	29.8	30.3	14.6	23.7	22.3	19.8
	2. विशाखापत्तनम	17	83	3	27.7	32.8	34.0	31.7	30.9	17.5	25.9	26.0	24.5
महाराष्ट्र	1. बम्बई	18	72	11	29.1	32.3	33.3	29.8	29.8	19.4	25.1	25.1	24.6
	2. नागपुर	21	79	310	28.6	39.7	42.8	31.2	31.9	12.7	23.9	24.0	20.0

सारणी 14.3 (Contd)

कनाटिक	12° 57'	77° 38'	897	26.9	33.4	32.7	27.2	27.5	150	21.2	19.2	18.9
1. बगलोर												
केरल												
1. त्रिवेन्द्रम्	08 29	76 57	64	31.3	32.4	31.6	29.1	29.9	22.3	25.1	23.2	23.4
तमिलनाडु												
1. मद्रास	13 04	80 15	6	28.8	94.9	37.6	35.2	31.8	20.3	26.0	26.3	24.4
2. सलेम	11 39	78 10	278	31.1	36.9	36.8	33.4	31.9	19.2	25.1	23.6	22.8
होप												
1. अमीनी देवी	11 07	72 44	6	31.4	33.0	32.6	29.3	30.4	23.9	27.1	25.4	25.2
2. पोर्ट ब्लेयर	11 40	92 43	79	29.2	31.9	30.9	28.9	29.0	22.7	24.2	24.1	23.6

सारणी (14.4)
आर्द्रता एवं वर्षा के जलवायुविक आंकड़े

स्टेशन	आर्पेक्षिक आर्द्रता								वर्षा (मिलीमीटर)/वर्षा युक्त दिनों की संख्या			
	0830				1790				ज.-फ.	मा.-अ.-मई	जू.-जु.-अ.-सि.	अ.-न.-दि.
	घड़ी भारत मानक समय		घड़ी भारतीय मानक समय									
	ज	अ	जू.	अ.	ज.	अ.	जू.	अ.				
अरुणाचल	88	81	87	86	73	67	77	79	106 6/-	672.5/-	1576.4/-	202.1/-
	83	77	90	81	82	76	82	87	93 3/(9.3)	786 4/(36.6)	2219.2/(74.1)	288 9/(13.3)
नागालैंड	66	63	89	80	82	62	92	89	47.2/(4.8)	336.3/(28 9)	1375.7/(76.9)	162 8/(12 4)
	65	51	81	71	83	62	83	89	43 2/(7.9)	497.9/(46.1)	1479.6/(74 7)	232.6/(12.6)
मेघालय	75	70	90	85	66	60	87	82	23.7/(5.2)	597.7/(20 4)	2406.8/(80 0)	266.0/(10 3)
	75	64	81	80	60	63	78	77	48 4/(4 9)	373.2/(25.9)	855.1/(59.2)	147.7/(3.6)
मणिपुर	67	68	91	86	62	65	94	91	46 5/(3 6)	604 9/(27.4)	1448.6/(80 4)	196.8/(12.9)
	78	72	86	81	59	60	60	81	45.8/(2.6)	508.8/(22.3)	1456.7/(63.5)	2268/(8.5)
मिजोराम												
त्रिपुरा												

सारणी (14.4) (Contd.)

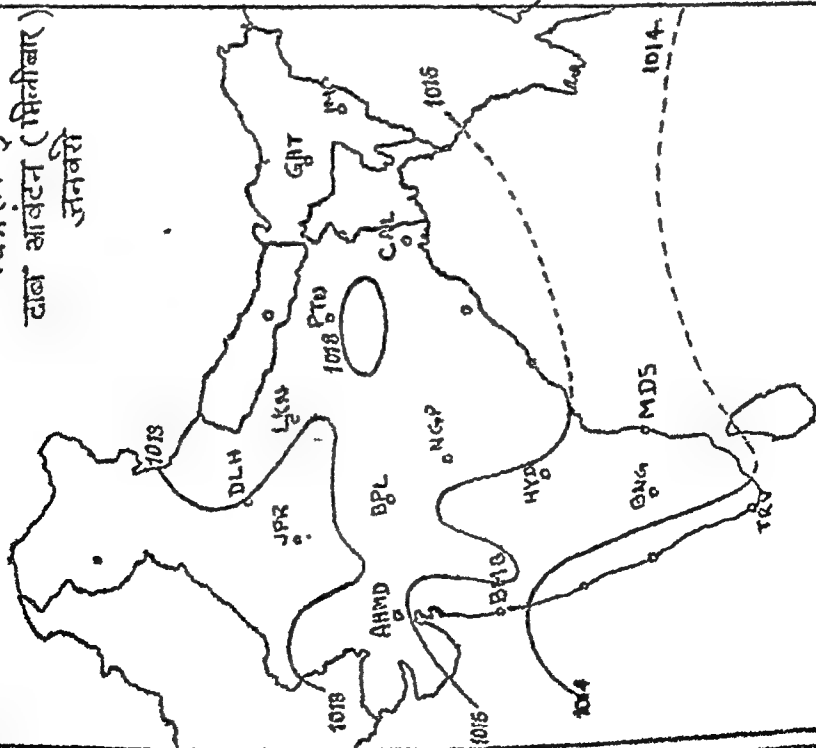
ग्रसम	1. गौहटी	88	72	85	84	67	57	79	77	35.6/(3.3)	455 4/(28 1)	1050.4/(52.5)	92 8/(6.0)
	2. डिब्रूगढ़	87	75	88	81	78	73	82	83	106.8/(9.7)	748.0/(37.8)	1729.8/(74.9)	257.4/(12.5)
पश्चिमी बंगाल	1. कलकत्ता	78	71	84	70	56	56	82	77	39.8/(2.7)	218.4/(12.2)	1208.0/(60.8)	158 6/(8.0)
	2. जलपाइगुड़ी	87	68	88	82	59	50	81	71	29.9/(2.1)	449.4/(21.9)	2677.2/(89.4)	168.6/(7.1)
बिहार	1. पटना	71	11	81	70	53	24	75	62	37.6/(3.3)	39.5/(3.7)	967.2/(48 7)	68.5/(3.9)
	2. गया	69	31	79	72	47	17	72	61	43.7/(3.5)	32.8/(3.6)	949.7/(48.7)	60.7/(4.2)
उड़ीसा	1. कटक	80	71	83	79	48	50	81	72	38.9/(1 6)	132.3/(8 4)	1174.1/(56.2)	194.0/(8.2)
	2. पुरी	73	80	83	77	68	85	85	75	34.8/(2.0)	90 4/(5 1)	964.4/(45.1)	28 3/(10.6)
उत्तर प्रदेश	1. गोरखपुर	80	43	83	74	57	26	76	61	32.3/(3 4)	60 9/(3 3)	1496 8/(46.7)	69.3/(3.0)
	2. इलाहाबाद	79	30	80	69	53	15	71	52	40.2/(2.6)	33.8/(2 3)	887.9/(41 4)	50.5/(3.4)
	3. लखनऊ	82	39	82	72	55	27	76	60	38 1/(3.4)	32.7/(2 8)	896.6/(40.1)	47.0/(2.5)
	4. बरेली	81	37	81	71	54	21	71	52	52.1/(3.8)	36 0/(3.4)	916.4/(36.7)	48.0/(2.3)
हिमाचल प्रदेश	1. शिमला	48	32	86	47	62	37	88	49	134.9/(10 5)	169 4/(14.7)	1166.7/(59.3)	71.2/(5.5)
जम्मू व काश्मीर	1. श्रीनगर	88	77	73	82	70	53	19	51	144.1/(12.5)	244 1/(20.9)	193.0/(16 9)	77.7/(6.7)
	2. लेह	61	50	49	45	51	32	34	28	18 5/(2.1)	20.3/(2.5)	43 1/(5.2)	10 7/(1.2)

सारणी (14.4) Contd.

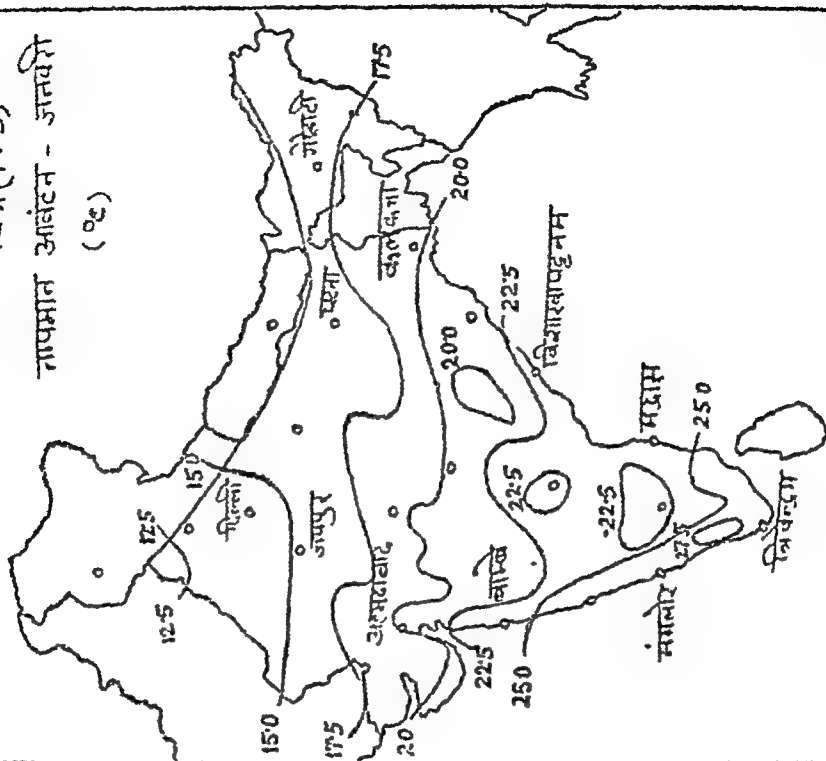
पंजाब	1. अमृतसर	92	48	75	74	61	23	57	45	53.0/(4.7)	43.7/(5.2)	489 4/(20.7)	63.2/(2.3)
हरियाणा	1. अंबाला	79	41	78	68	52	22	63	41	87.8/(5.8)	59.7/(5.1)	679 0/(29.7)	43.7/(2.8)
नयी दिल्ली		72	32	73	54	41	16	60	35	44.4/(3.5)	32.3/(3.5)	558 6/(22.8)	24.8/(1.8)
राजस्थान	1. जोधपुर	50	31	75	49	27	15	54	24	11.2/(1.0)	15.8/(1.7)	327 6/(16.4)	11.4/(0.9)
	2. जयपुर	60	29	75	51	35	18	62	32	20.8/(1.9)	25.4/(2.8)	527.6/(27.9)	24.1/(1.7)
गुजरात	1. अहमदाबाद	55	49	86	64	28	18	68	35	3.5/(0.3)	13.0/(1.1)	751.8/(34.1)	14.5/(1.2)
मध्य प्रदेश	1. भोपाल	60	25	86	62	35	14	72	41	22.3/(2.4)	22.7/(2.2)	1156 6/(48.5)	58.6/(3.4)
	2. जबलपुर	74	30	85	73	43	18	79	52	48.8/(4.1)	39.9/(3.8)	1268 3/(53.4)	73.7/(4.1)
	3. रायपुर	62	36	85	73	39	21	78	60	40.6/(3.1)	54.8/(5.2)	1192.5/(45.2)	70.9/(4.5)
आंध्र प्रदेश	1. हैदराबाद	79	51	83	73	36	31	69	58	17.3/(1.4)	68.8/(5.1)	572.8/(36.8)	101.9/(15.6)
	2. विशाखापत्तनम्	77	73	84	78	78	80	82	79	32.0/(1.7)	78.0/(4.3)	502.1/(31.1)	342.2/(12.9)
महाराष्ट्र	1. बम्बई	71	73	85	80	63	66	85	74	6.1/(0.4)	21.3/(1.0)	1693.1/(67.2)	84.3/(4.1)
	2. नागपुर	65	37	83	71	38	23	72	54	34.8/(2.7)	53.9/(5.2)	1059 2/(49.9)	84.3/(5.0)

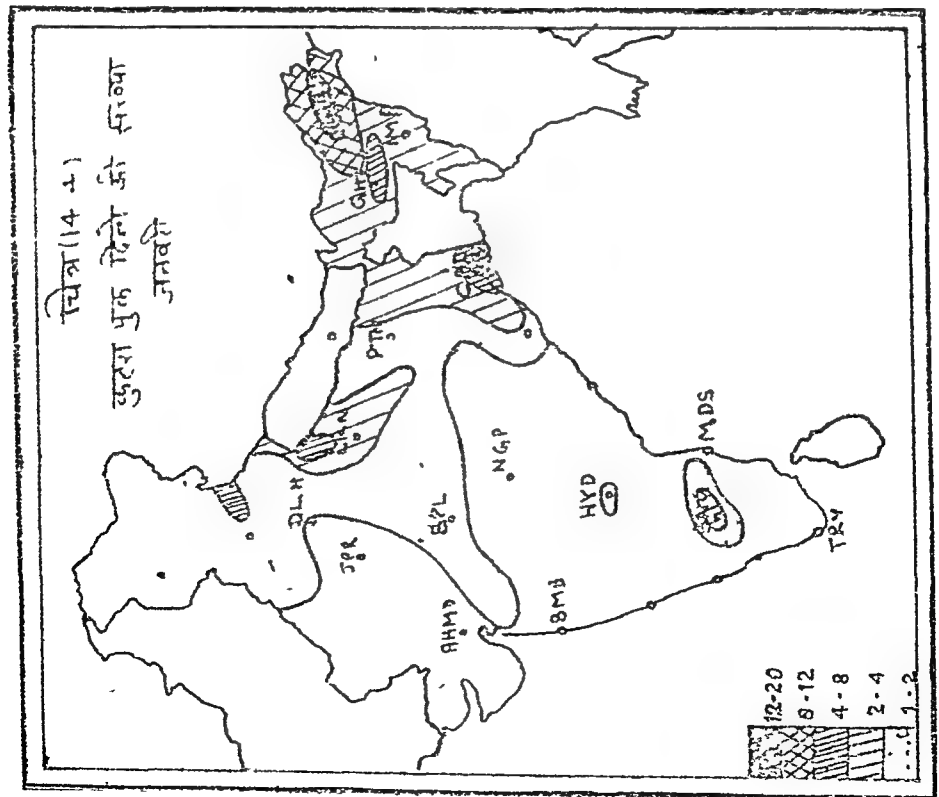
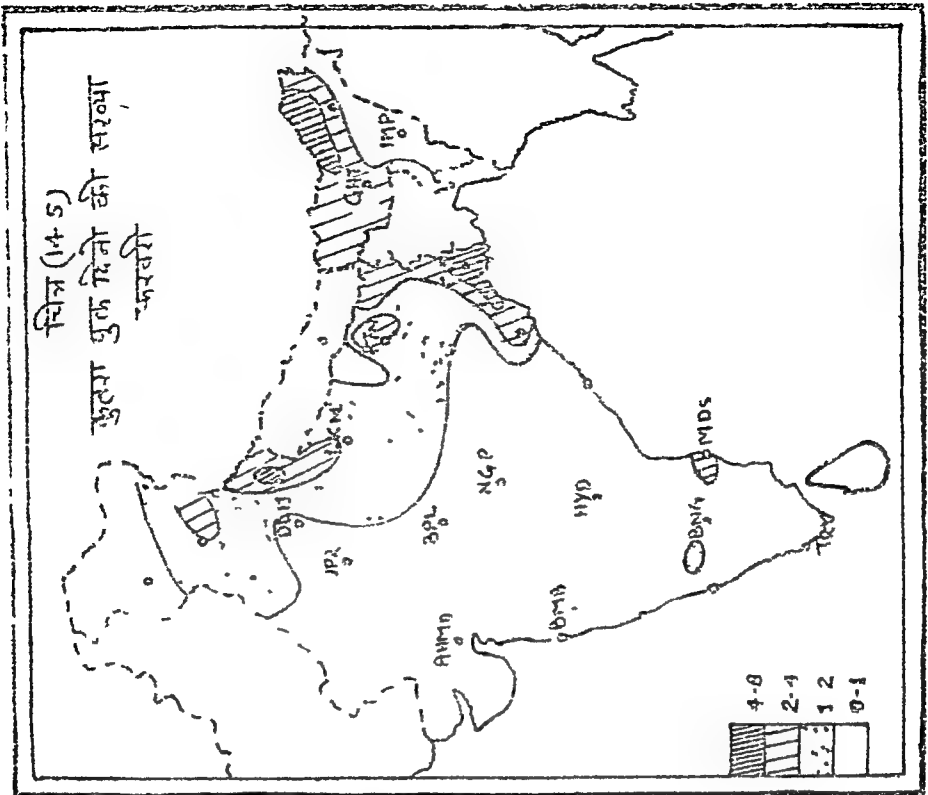
क्रमिक	1. वगलौर	777	8683	4034	6864	16.0/(1.2)	162.6/(10.2)	482.5/(32.4)	227.8/(13.9)
केरल	1. त्रिवेन्द्रम	7781	8987	6373	8180	43.7/(3.3)	352.1/(14.6)	862.8/(53.6)	553.5/(26.7)
तमिलनाडु	1. मद्रास	8372	6581	6768	6176	58.0/(2.9)	68.6/(2.9)	363.7/(25.6)	795.3/(26.8)
	2. सलेम	737	7880	4341	5662	18.6/(1.5)	170.2/(11.0)	479.0/(30.6)	287.4/(18.0)
हृषी	1. अमीनीवेदी	7473	8580	—	—	22.6/(1.6)	154.9/(1.9)	1059.4/(56.3)	267.6/(15.6)
	2. पोर्ट ब्लेयर	707	8481	7777	8889	85.6/(3.9)	446.8/(21.6)	1830.1/(80.2)	767.1/(34.8)

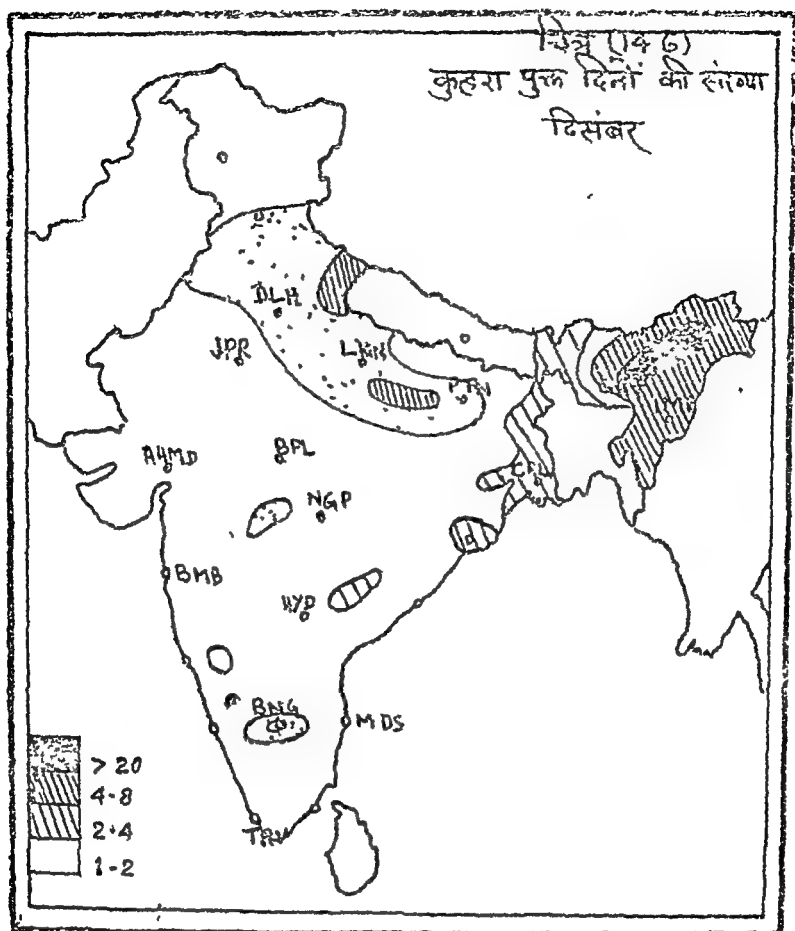
चित्र (14.2)
दाब आंशिक (मिलीबार)
जनवरी

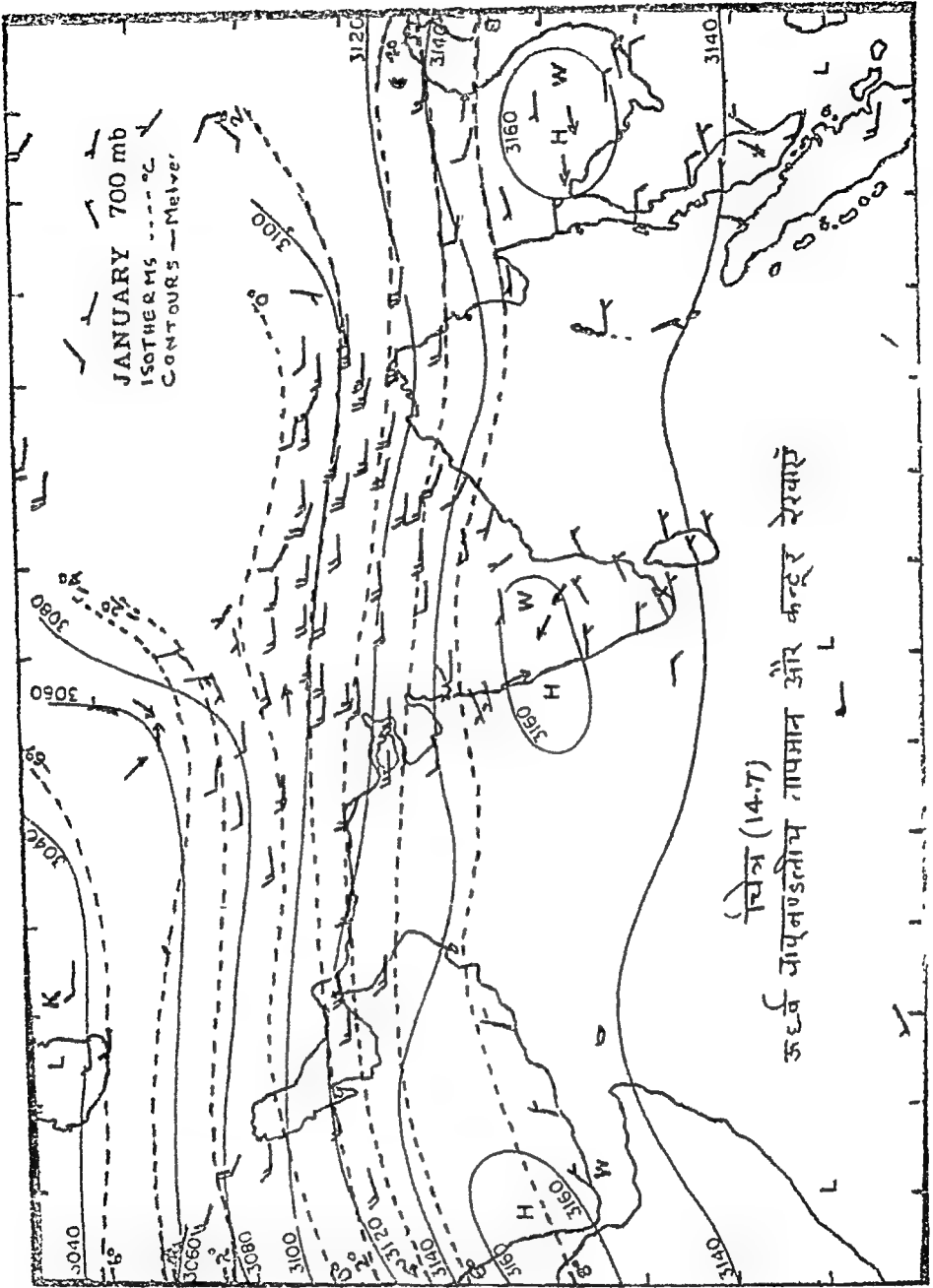


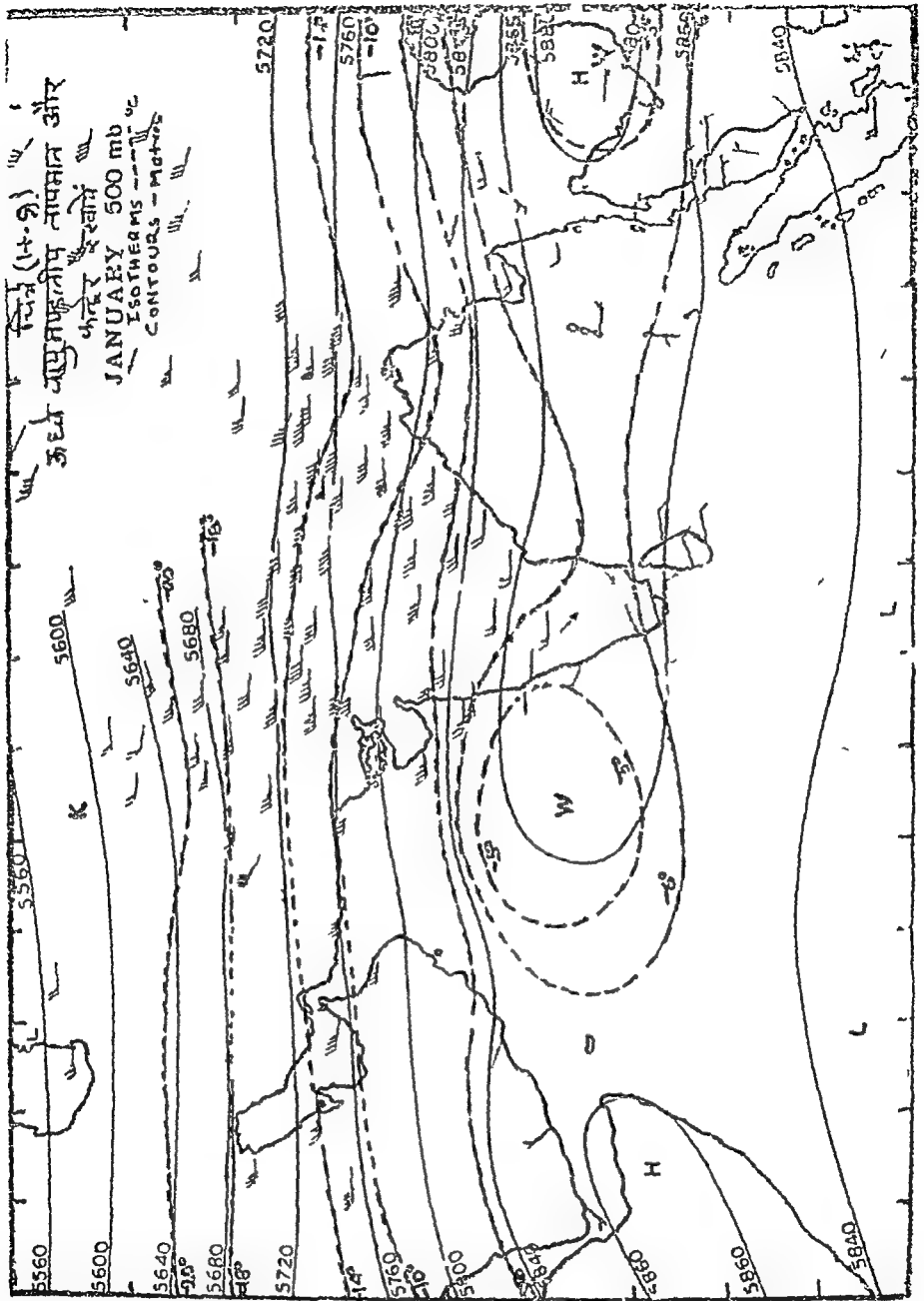
चित्र (14.3)
तापमान आंशिक - जनवरी
(°C)

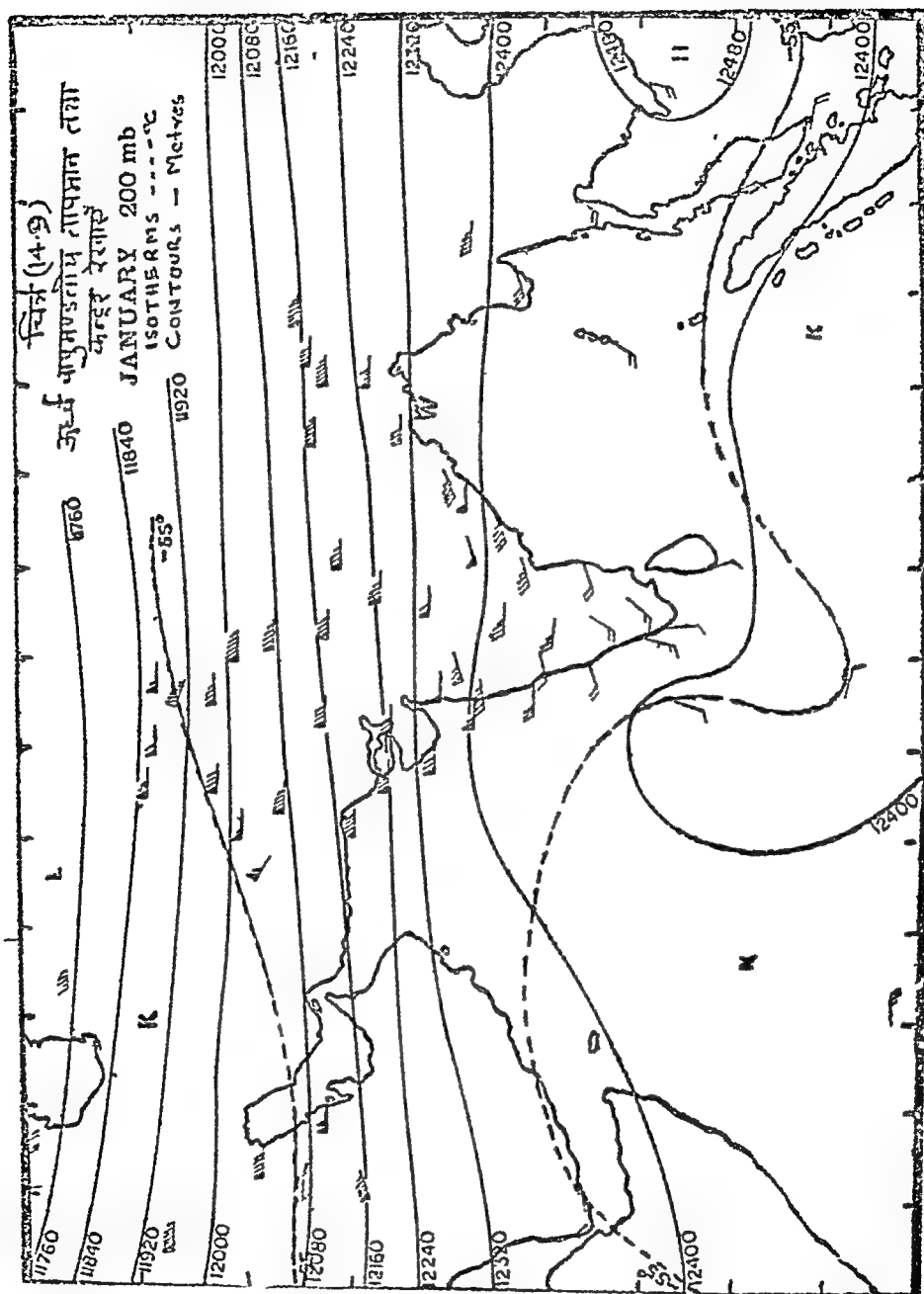








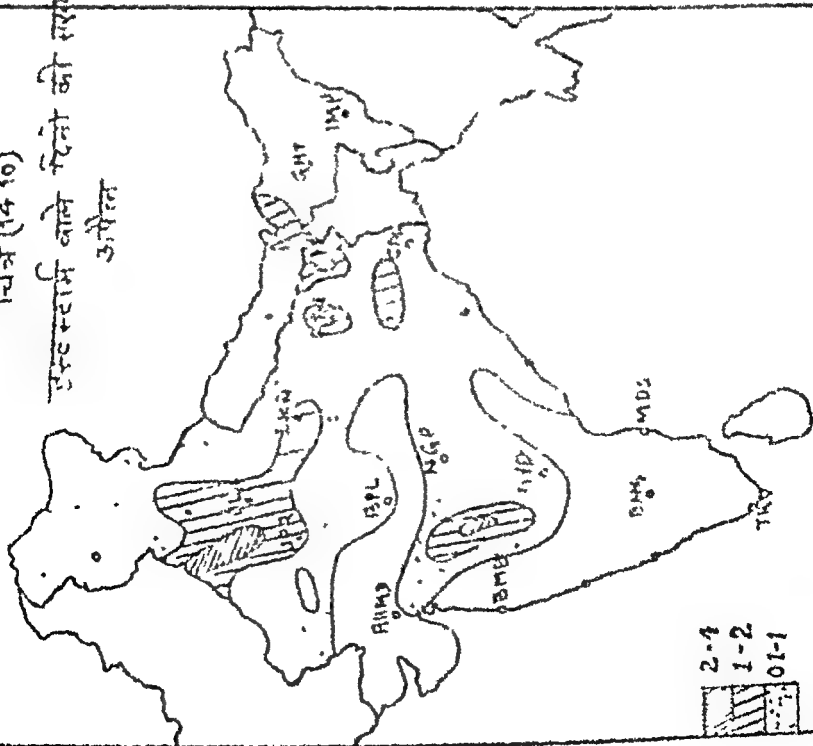




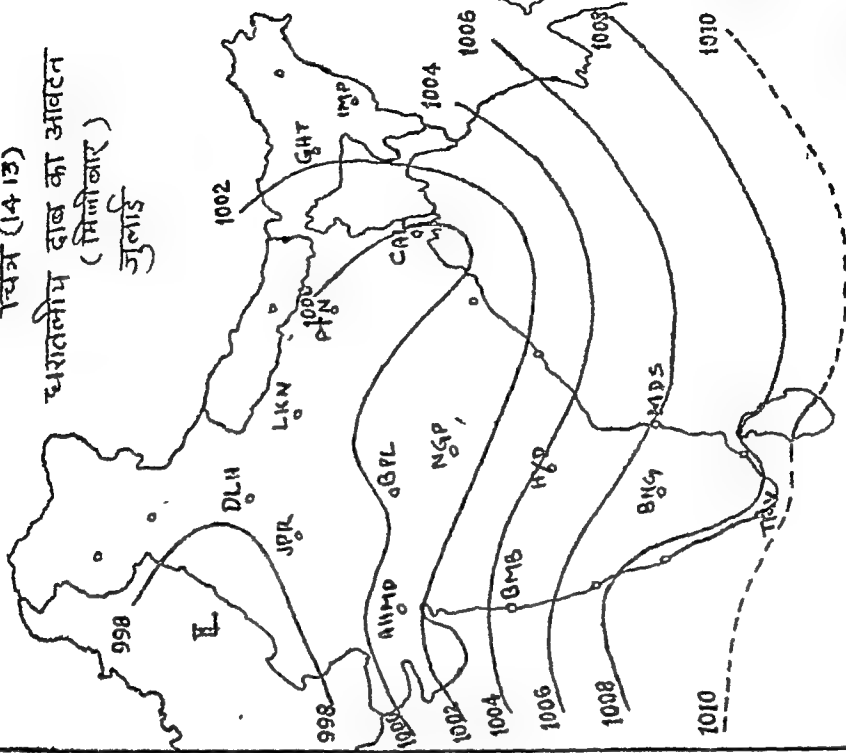
चित्र (14 11)
उत्तरांचल के हिम क्षेत्रों का नक्शा



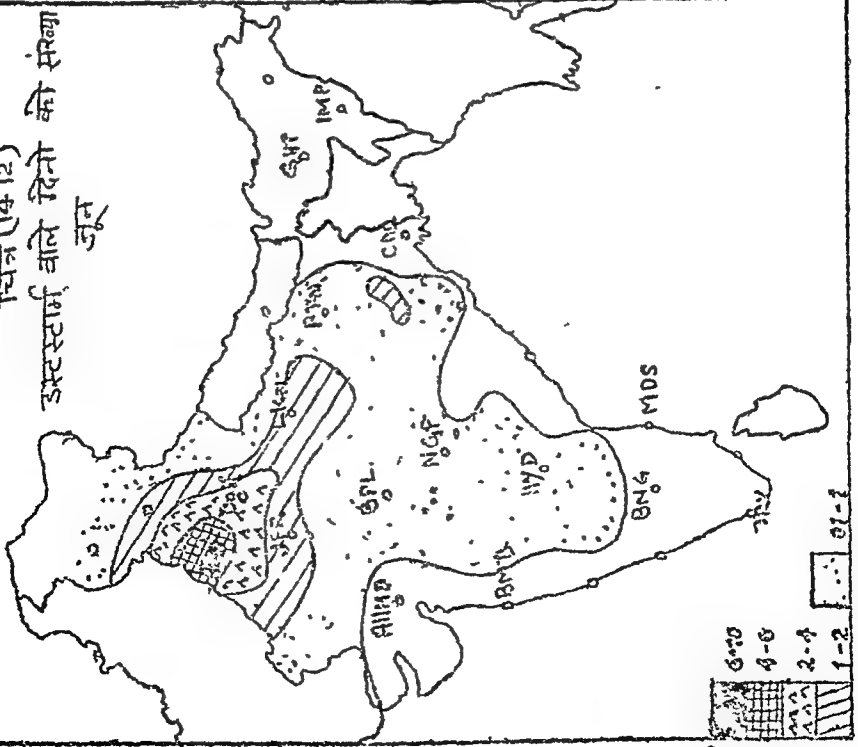
चित्र (14 10)
उत्तरांचल के हिम क्षेत्रों का नक्शा

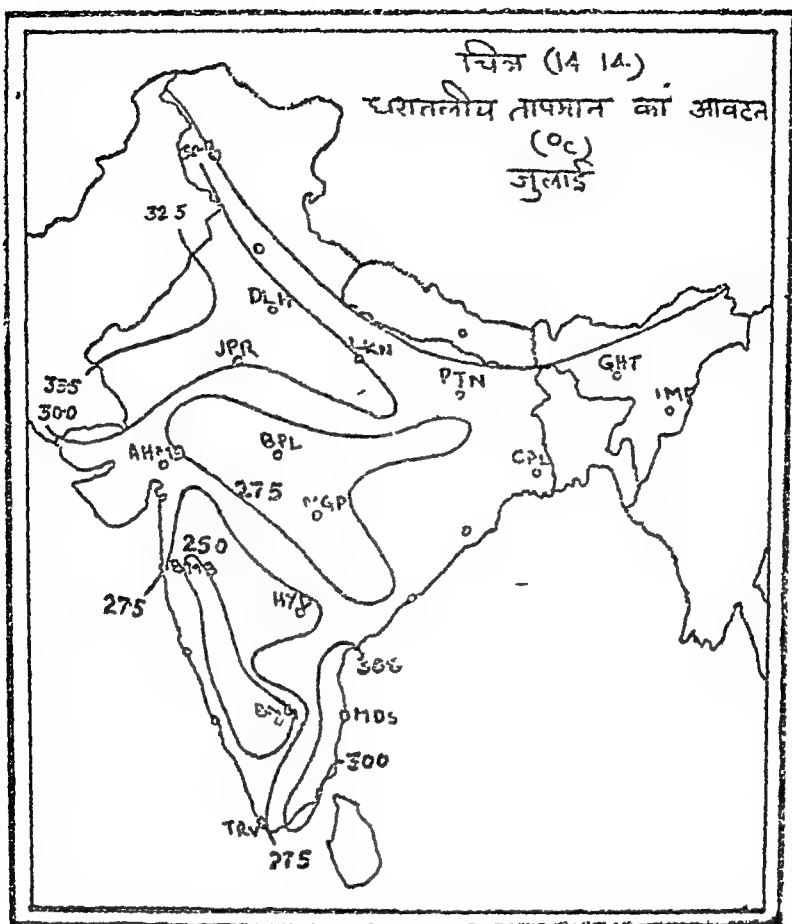


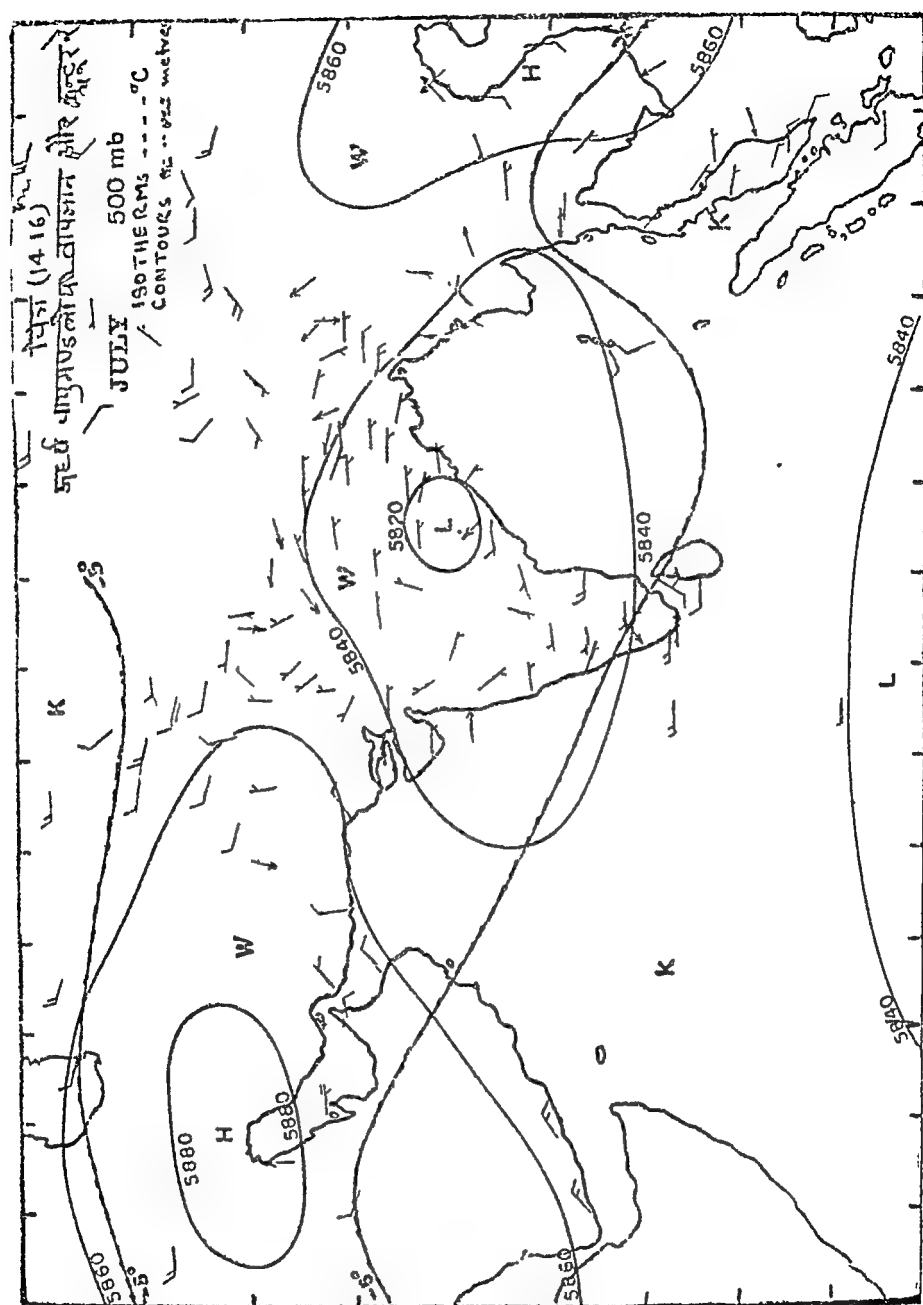
चित्र (14.13)
भारतीय दाब का आवरण
(मिमीबार)
जुलाई

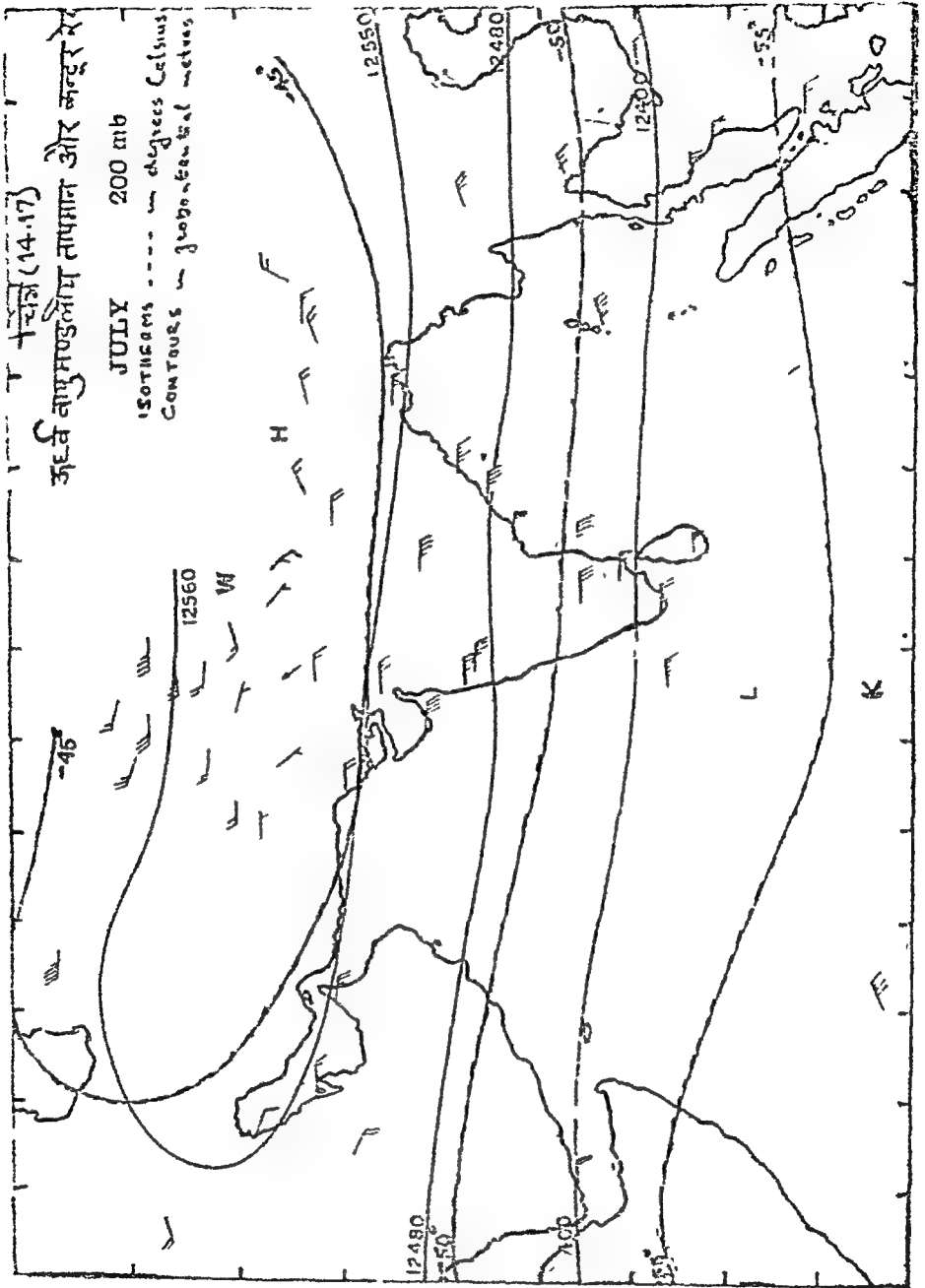


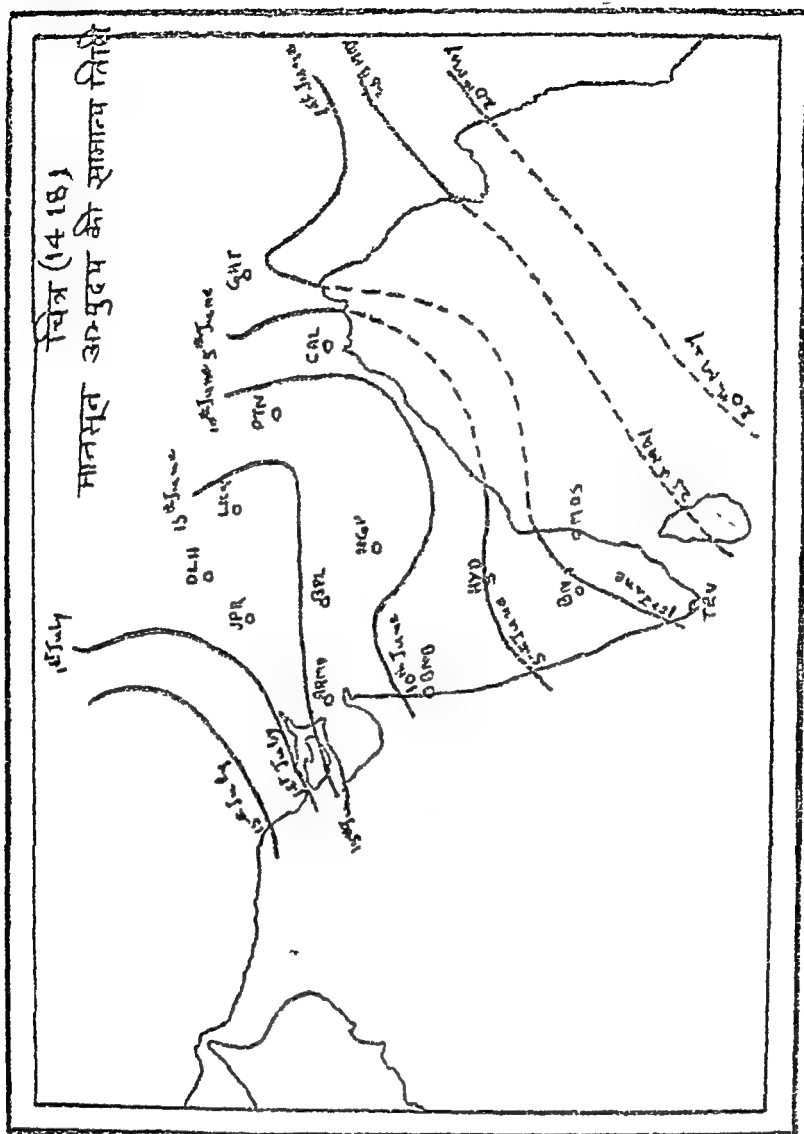
चित्र (14.12)
इस्टर्न वायु दिनों की संख्या
जून



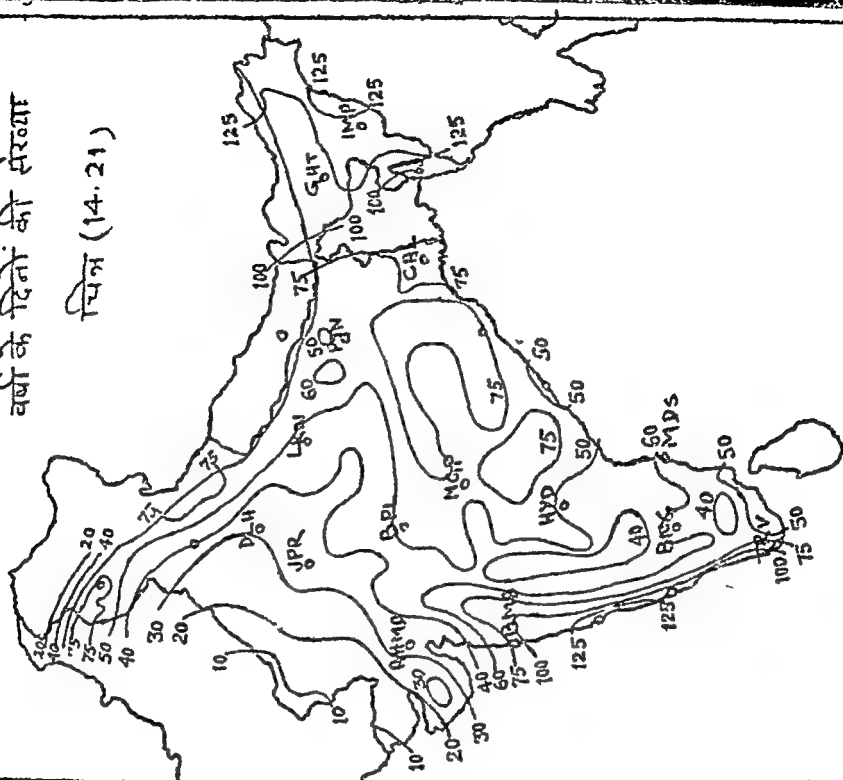




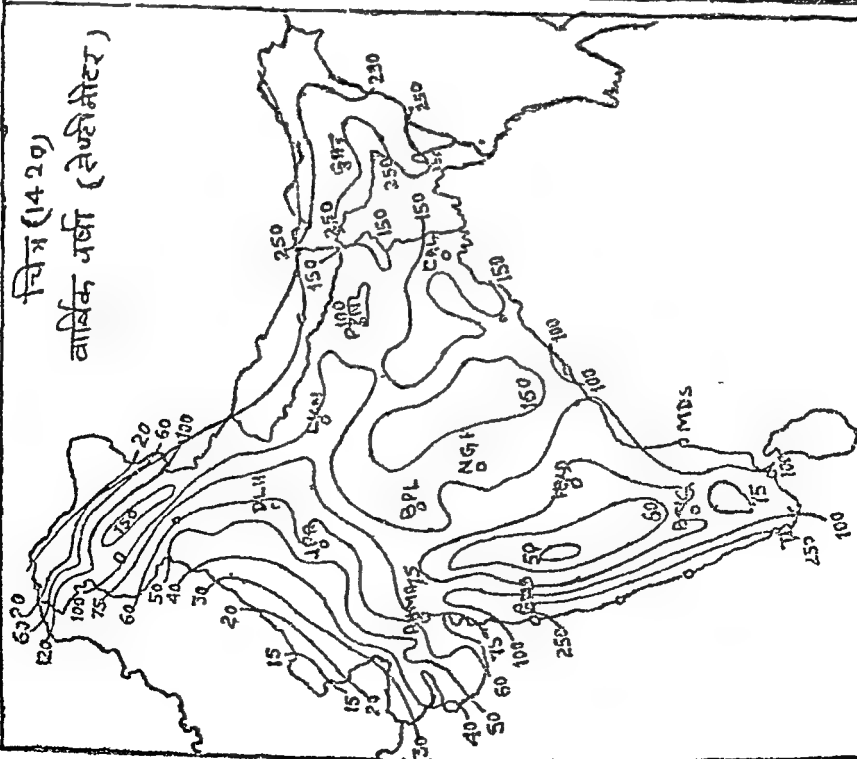


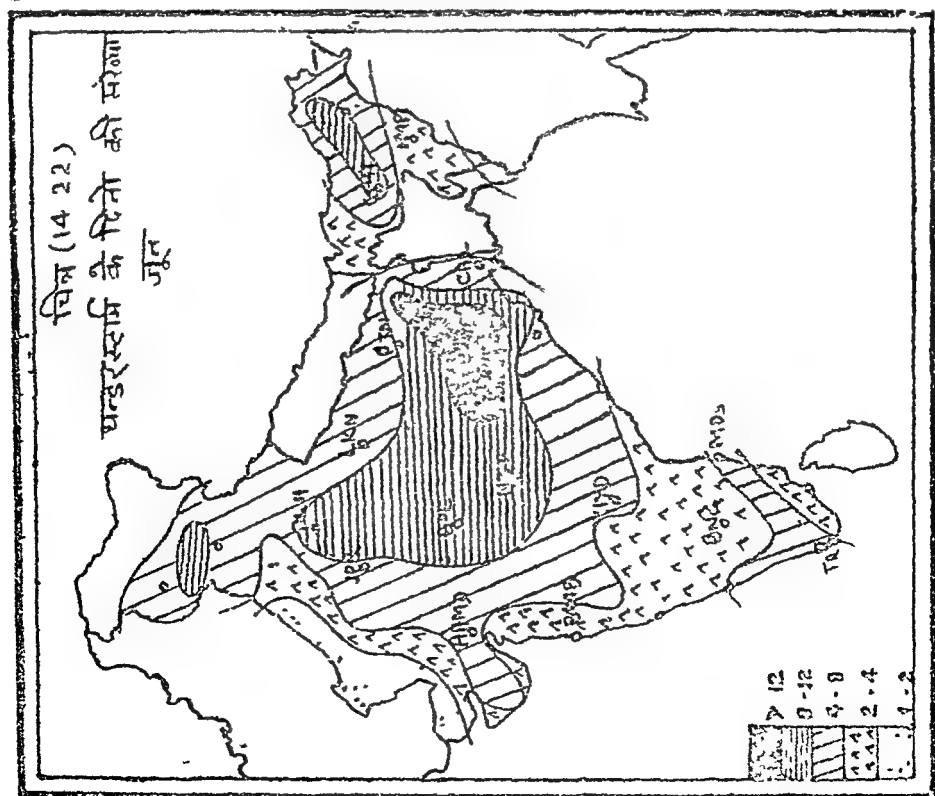
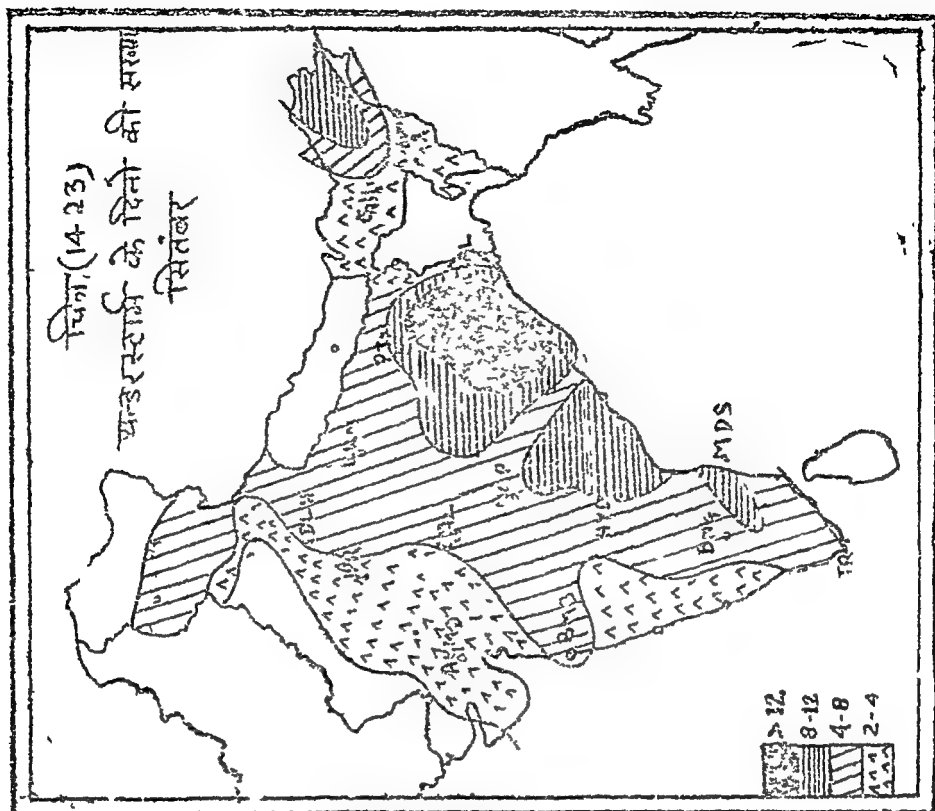


वर्षों के दिनों की संख्या
चित्र (14.21)



चित्र (14.20)
वार्षिक वर्षा (सेण्टीमीटर)





सन्दर्भ ग्रन्थ-सूची

Popular

1. Battan, Louis J Cloud Physics and Cloud seeding
(Anchor Books N.Y.)
2. Battan, Louis. J. The nature of violent storms
(Anchor Books N.Y.)
3. Bolton J. The Wind and the Weather past
present and future (Thomas Y.
Crowell N Y.)
4. Das P.K Monsoons (Book Trust of India)
5. Humphreys W J. Weather Proverbs and Paradoxes
(Williams and Wilkins Baltimore.)
6. Inwards R Weather Lore
(London Rider 1950)
7. Lehr Paul E,
R. Will Burnett
and Herbert. S. Zim. Weather, Air Masses, Clouds.
Storms, Weather Maps Climate.
(Simon & Schuster N Y.)
8. Time-Life Series Weather..

Elementary Texts

- 1 Best A C. Physics in Meteorology (Pitman
N.Y)
- 2 Hess S L Introduction to Theoretical
Meteorology (Holt 1959 N Y.)
3. H.M S O Handbook of Aviation Meteorolo-
gy.
4. Humphereys W J Physics of the Air (Mc Graw
Hill)
- 5 Neuberger H Introduction to Physical Meteorolo-
gy.
- 6 Panofsky Hans Introduction to Dynamic Meteoro-
logy. (University Park. Pa.
U.S.A.)

7. Petterssen. S. Introduction to Meteorology.
(Mc. Graw Hill. N.Y.)
8. Taylor G.F. Elementary Meteorology.
(Prentice—Hall N.Y.)
9. Willet. H.C. Descriptive Meteorology.
(Academic Press.)

Advance Text

1. American Meteorological Society. (Boston) 1951. Compendium of Meteorology Ed. T.F. Malone.
2. Books C.E.P. and N. Carruthers. Handbook of Statistical Methods in Meteorology. (B.I.S)
3. Brunt. D. Physical and Dynamical Meteorology. (Cambridge Univ. Press).
4. Berry (Jr.) F.A. Bollay F. and Beers N.R. Handbook of Meteorology.
5. Byers H.R. General Meteorology
(Mc, Graw Hill)
6. Godske C.L. Bergeron T, Bjercknes J and Bundgaard R.C. Dynamic Meteorology and Physical Meteorology. (Mc. Graw Hill. N Y.)
7. Haurwitz. B. Dynamic Meteorology
(McGraw Hill)
8. Mitra S.K. The Upper Atmosphere Royal Society of Asia Calcutta.
9. Panofsky, Hans and Glenna. W. Bier Some applications of Statistics to Meteorology (University Park Pa. U.S.A)
10. Petterssen S. Weather Analysis and Forecastig. Vol I and II (McGraw Hill)
11. Richardson L.F. Weather Prediction by Numerical Process (Cambridge Univ. Press 1922).
12. Riehl. H. Tropical Meteorology (McGraw Hill, 1954)
13. Garbell M.A. Tropical and Equatorial Meteorology (Pitman N.Y.)

14. Saucier N.J. Principles of Meteorological Analysis. (Chicago University Press)
15. Sutton O.G. Micrometeorology. A Study of Physical Processes in the Lowest Layers of Earth's Atmosphere (McGraw Hill)
16. Thompson P.D. Numerical weather Analysis and Prediction (Macmillan & Co N.Y.)
17. U.S. Weather Bureau The Thunderstorm.
Washington D.C.

Special Subjects

1. Battan Louis J. Radar Meteorology (Chicago Univ. Press)
2. Fletcher N.H. The Physics of Rain Clouds (Cambridge Univ. Press)
3. George J.J. Weather Forecasting for Aeronautics. (Academic Press N.Y.)

Climatology

1. Books C.E.P. Climate through the Ages (London Ben.)
2. Chatterji S.B. Climatology of India (University of Calcutta Calcutta)
3. Conrad. V. Methods in Climatology (Cambridge Mass. U.S.A.)
4. Critchfield H.S. General Climatology (Prentice Hall)
5. Geiger R. The Climate near the Ground. (Cambridge Mass. N.Y.)
6. Haurwitz and Austen. Climatology (McGraw Hill N.Y.)
7. Kendrew W.G. The Climate of Continents (Oxford University Press)
8. Landsberge H. Physical Climatology (Gray Printing Co. Dubois Pa U.S.A.)

9. Spate O H.K. Geography of India and Pakistan (Methuen & Co Lon)
10. Trewartha Glenn T Introduction to Weather and Climate (Mc Graw Hill N.Y.)

Hand Book and Work books.

1. American Met. Society Glossary of Meteorology.
2. H.M.S O. Meteorological Glossary
3. India Meteorological Department Handbook for Meteorological Observers.
4. Met. office London. Observer's Hand book.
5. World Meteorological Organisation Geneva International cloud Atlas vol. I and II Abridged Atlas. 1956. Switzerland
6. I. Met. D. Tracks of storms and Depressions 1877-1960 (Addendum to above) 1961-1970.
7. I. Met. D. — Climatology Atlas of India (Abridged 1971),
8. I. MET. D. Analyses of Monthly Mean Resultant Winds for standard Pressure levels.

Periodicals (Only those published in English).**Great Britain**

1. Meteorological Magazine (Monthly) British Met. Office B.I.S.
2. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society R.M S. 49 Cromwell Rd. Lon. S.W. 7.
3. Weather Monthly R.M.S. 49 Cromwell Rd. London S.W. 7

India

1. Indian Journal of Meteorology and Geophysics. Quarterly. Editor Lodi Rd. New Delhi 3.
2. Vayu Mandal Quarterly India Meteorological Society Editor Lodi Road New Delhi-3.

Sweden

- *1. Tellus Quarterly Swedish Geophysical Society.
Lindhagensgaten 124 Stockholm

U.S.A.

1. Bulletin of the American Meteorological Society Monthly
A.M.S. 45 Beacon st. Boston 8 Mass.
2. Journal of Applied Meteorology (Bimonthly) A.M.S 45
Beacon St. Boston 8 Mass.
3. Journal of Atmospheric Sciences
A.M.S. 45 Beacon St. Boston 8 Mass.
4. Weatherwise. Bimonthly American Met. Society 45 Beacon
St. 8 Boston Mass.

W.M.O. Publications

W.M.O. Technical Notes publications, pamphlets published
from time to time.

पारिभाषिक शब्दावली

A

Absolute Humidity	निरपेक्ष आर्द्रता	53
Absolute Instability	निरपेक्ष अस्थायित्व	68
Absolute Scale	निरपेक्ष, ताप का परम मापक्रम	44
Absolute Stability	निरपेक्ष स्थायित्व	68
Adiabatic Lapse	शुष्क रुद्धोष्म ह्रास दर	65
Rate (Dry)		
Adiabatic Lapse	सतृप्त रुद्धोष्म ह्रास दर	65
Rate (Sat.)		
Adiabatic Process	रुद्धोष्म प्रक्रिया (प्रक्रम)	65
Adiabatic Process	छद्म रुद्धोष्म प्रक्रिया	
(Pseudo)		66
Aerosol	वायुविलय	82
Ageostrophic Wind	अमूव्यावर्ती हवा	121
Air Mass	वायु राशि	193
Air Mass (Classification)	वायु राशि वर्गीकरण	193
Air Mass (Continental)	वायु राशि उष्ण कटिबन्धी	193
Air Mass (Life)	वायु राशि (जीवन)	192
Air (Oceanic)	महासागरीय कटिबन्धीय वायु राशि	195
Air Pollution	वायु प्रदूषण	11
Airy's Rule	एयरी नियम	24
Aitken nuclei	एटकिन केन्द्रक	82
Albedo	घबलता	34
Alidade	एलिडेड, दर्शरेखक	159
Altimeter	सुगंता मापी	23
Alto cumulus	मध्य कपासी	81,190
Altostratus	मध्य स्तरी	81,190
Anabatic	अरोही हवा	135
Analogue Method	एनालग विधि	284
Anemograph	पवन वेग लेखी	174
Anemometer	वायु वेग मापी	168

Anticyclone	उच्चदाव प्रतिचक्रवात	28,255
Aphelion	रविउच्च	4
Arctic Region (Air Mass)	उत्तर-ध्रुव क्षेत्र (वायु राशि)	193,194
Arid	शुष्क	333
Artificial Rainfall	कृत्रिम वर्षा	110
Atmosphere	वायु मण्डल	3
Atmosphere Constituents	वायु मण्डल के अवयव	5
Atmosphere-height	वायु मण्डल की ऊँचाई	7
Atmosphere-Pressure	वायु दाव (वायु मण्डल)	14
Atmosphere-Pressure measurement	वायु दाव का माप	15,156
Atmosphere Structure	वायु मण्डल की संरचना	6
Unit	इकाई	15
Auto-Convective Currents	स्वयं संवाहनिक धाराएँ	163
Aurora	सुमेर ज्योति, ध्रुवीय ज्योति	11

B

Bar	बार	15
Baroclinicity	बैरोक्लिनिसिटि	277
Barogram	बैरोग्राम, वायुदाव-आलेख	176
Barograph	बैरोग्राफ, वायुदाव लेखी	176
Barometer Aeneroid	निर्द्रव दावमापी	16
Barometer-Fortin	वायुदाव मापी फोर्टिन	15
Barometer-Kew	क्यू वायु दाव मापि	15
Beaufort Scale	बोफोर्ट पैमाना	170
Bergeron's Theory	बर्जरान का सिद्धान्त	96
Black Body Radiation	कृष्णिका विकिरण	37
Blizzard	ब्लिजर्ड	139
Bora	बोरा हवा	140
Bowen's Ratio	बवेन अनुपात	58
Brownian Movement	ब्राउनियन गति	82
Buy's Ballot's Law	बायज बैलट का नियम	119

C

Cap Cloud	छत्रक मेघ	142
Carburettor Ice	कारबुरेटर हिम	108
Castellanus	कैस्टलेनस/(दुर्गिय मेघ)	158
Ceiling Balloon	सीलिंग बैलून	158
Ceilometer	सीलिओमीटर	159
Celsius	सेल्सियस	44
Centigrade	सेण्टीग्रेड	44
Centripetal Force	अभिक्केन्द्री, (केन्द्रभिसारी) बल	124
Chemosphere	रासायनिक मण्डल	9
Cirrus Cloud	पक्षाभ मेघ	90
Cirro Cumulus	पक्षाभ कपासी मेघ	90
Cirro Stratus	पक्षाभ स्तरी मेघ	91
Classification of Air		
Mass	वायु राशियों का वर्गीकरण	197,199
Clear Air Turbulence	स्वच्छ वायु विक्रोभ	152,257
Climate Classification		
(Koppen)	जलवायु आवंटन (कोपेन)	336
Climograph	क्लाइमोग्राफ	51
Clouds	मेघ	
(Amount and Height)	मेघ प्रेक्षण	89,157
Cloud Burst	वृष्टि प्रस्फोट	104
Cloud Classification	मेघों का वर्गीकरण	88
Coagulation	स्कन्दन	83
Coalescence Theory	सम्मिलन सिद्धान्त	95
Coefficient of		
Transmission	संचरण गुणांक	314
Col	कॉल	28,257
Cold Front	शीतल वाताग्र	220
Cold Wave	शीत तरंग	299
Condensation	संघनन	81
Condensation Nuclei	संघनन केन्द्रक	81
Conditional Instability	प्रतिदधी अस्थायित्व	70
Conformal	अनुकोण	263
Conservative Properties	वायुराशि की	
of Air Mass	संरक्षी विशेषताएँ	212

Constant Pressure		
Chart	स्थिर दाब चार्ट	261,271
Continental Type	महाद्वीपीय प्रकार	395
Contour	कन्टूर	261,271
Contour Chart	कन्टूर चार्ट	271
Convective Condensation		
Level	संवाहनिक संघनन स्तर	76
Convergence	अभिसरण	146
Coriolis's Force	कोरियालिस बल	115,117
Corona	करोना, किरिट	164
Cosmic Ray	अंतरिक्ष/कास्मिक किरण	11,31
Critical Radius	क्रान्तिक प्रघ्न व्यास/(त्रिज्या)	87
Critical Relative		
Humidity	क्रान्तिक सापेक्ष आर्द्रता	87
Cumulus	कपासी	89
Cumulus-Fair Weather	स्वच्छ मौसम कपासी	92
Cumulo Nimbus	कपासी वर्षी मेघ	93
Curvature Effect	चक्रता प्रभाव	85
Cyclone	साइक्लोन/चक्रवात	224
Cyclonic Gradient		
Wind	चक्रवाती प्रवणता हवा	124
Cyclonic Storm	चक्रवाती तूफान	231,306
Cyclostrophic Flow	साइक्लोस्ट्राफिक प्रवाह	126
D		
Daily Max. Temp	दैनिक उच्चतम तापमान	45
Daily Min. Temp	दैनिक निम्नतम तापमान	44
Declination	दिक्पात	5
Deep Depression	गंभीर अवदाव	231
Density of Moist Air	नम हवा का घनत्व	69
Density Variation	घनत्व का चलन	64
Depressions	अवदाव	231
Dew	ओस	162
Dew Point	ओसाक	55
Diffuse	विसरित	39
Divergence	अपसरण	146
Doldrums	डॉल्ड्रम	141

Drifts and Currents	ड्रिफ्ट और धारार्ये	
(Ocean)	(महासागरीय)	319
Drizzle	फुहार	98
Dust Haze	धूल धुंध	163
Dust or Sandstorm	धूल भरी या रेताली आधी	163

E

Easterly Wave	पूर्वी तरंग	229
Eddies	भवर्	133
Eddy Coefficient	घावर्त गुणांक	58
Electrometeor	विद्युत् तोल्का	166
Entropy	एन्ट्रॉपी	71
Equation of Continuity	सातत्य का समीकरण	286
Equation of State of		
Moist Air	नम हवा के लिए गैम समीकरण	61
Equatorial Air Mass		
Region	विषुवत रेखीय वायुराशि-क्षेत्र	194
Equatorial Type	विषुवत रेखीय प्रकार	395
Equinox	विषुव	5
Evaporation	वाष्पीकरण/वाष्पन	56
Evapotranspiration	वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन	56
Extrapolation Method	बहिर्वेशन विधि	276
Exosphere	बहिर्मण्डल	11
Extra-Tropical Cyclone	वाताग्र विक्षोभ	224
Eye Piece	नेत्रिका	181
Eye of Storm	तूफान की आँख	234

F

Fahrenheit	फैरनहाइट	44
Feather Frost	पिच्छ तुपार	108
Fog	कुहरा	104
Fog Advection	अभिवहन कुहरा	105
Fog Convergence	वायुराशियों का मिश्रण कुहरा	104, 106
Frontal Fog	वाताग्र कुहरा	107
Fog Radiation	विकिरण कुहरा	104
Fog Steam	घाप्प कुहरा	104
Fog Upslope	आरोही का कुहरा	104

Fohn Wind	फोहन हवा	139
Fore casting (Types)	पूर्वानुमानों के प्रकार	281
Freezing Rain	हिमकारी वर्षा	98
Friction Effect	घर्षण प्रभाव	150
Front	वाताग्र	213
Frontogenesis	वाताग्र उत्पत्ति	214
Frontolysis	वाताग्र विनाश	214
Frost	सुषार या पाला	162
Funnel Cloud	फनेल मेघ	253
G		
Geostrophic Scale	भूव्यावर्ती पैमाना	119
Geostrophic Wind	भूविक्षोपी/भूव्यावर्ती हवा	119
General Circulation (Idealised)	सामान्य (आदर्श) वायु प्रवाह	146
Giant nucleus	विशाल केन्द्रक	82
Glaze	ग्लेज	163
Glazed Frost	ग्लेज हिम	108
Gradient Wind	अनुप्रवण/प्रवणता हवा	123
Graticule	रेखाजाल	181
Green Flash	हरित क्षण दिप्ति	164
Green House	ग्रीन हाउस	41
Gulf Stream	गल्फ स्ट्रीम	321
Gust	निर्वात/भोका	133
Gustiness Factor	निर्वातीय गुणक	133
H		
Hair Hygrometer	केश आर्द्रता लेखी	174
Hail	ओला	99
Halo	आभासण्डल/प्रभामण्डल	164
Harmattan	हर्मटन	140
Haze	धुंध	104
Heat Budget	उष्मा बजट	35
Heat Equilibrium	उष्मा सन्तुलन	35
Heterosphere	विषम मण्डल	6
Hibernation	सुप्तावस्था/शीत-निष्क्रियता	335
High (Anticyclone)	उच्चदात्र	23
Homosphere	सममण्डल	6

Horse Latitude	अश्व अक्षांस	141
Humid	आर्द्र	336
Humid Climate	नम जलवायु	339
Humidity Measurement	आर्द्रता माप	167
Humidity Mixing Ratio	आर्द्रता मिश्रण अनुपात	54
Humidity Province	आर्द्रता प्रदेश	352
Humidity Quantities	आर्द्रता राशियाँ	53
Humidity Relative	सापेक्ष आर्द्रता	54
Humidity Specific	विशिष्ट आर्द्रता	54
Hydrometeors	जलोत्काएं	162
Hygroscopic	आर्द्रता ग्रोही	81
Hurricane	भीषण चक्रवाती तूफान	231

I

ICAN	अन्तर्राष्ट्रीय वायु यातायात आयोग	24
ICAO	अन्तर्राष्ट्रीय नागरिक विमानन संगठन	24
Ice Accretion	हिम अभिवृद्धि	107
Ice Needles	हिम सूचिका	99
Ice Pellets	हिम गोली	99
Image Surface	चित्र पृष्ठ	263
Insolation	आतपन, सूर्यातप	31
Atmospheric Instability	वायुमण्डल की अस्थिरता	68
Inversion	व्युत्क्रमण	108
Inversion Layer	व्युत्क्रमण तह	108
Ionosphere	अयन मण्डल	10
Isallobar	समदाव परिवर्तन रेखाये	259
Isobars	समदाव रेखाँ	27, 268
Isohygic	आर्द्रता मिश्रण समरेखाये	74
Isopleths	समरेखाये/सममान रेखा	258
Isorach	समवायुगति रेखा	272
Isotherm	समताप रेखा/वक्र	317
Isotherm Layer	समताप तह	8
ITCZ	अन्तर्-उष्ण कटिबंधीय अभिसरण क्षेत्र	141, 216
		228

J

Jet Stream	जेट धारा	151
Jet Easterly	पूर्वी जेट धारा	154

Jet Polar	ध्रुवीय सीमाग्र जेट धारा	152
Jet Sub-Tropical	उप उष्ण कटिबन्धीय जेट धारा	152

K

Katabatic Winds	अवरोही हवायें	135
Kelvin	केल्विन	44
Knot	नाट	156
Koppen Classification	कोपेन का जलवायु आवंटन	336

L

Labrador Currents	लाब्राडोर धारायें	321
Lambert's Conical Projection	लेम्बर्ट ग्रन्थिकोणिक शांकव प्रक्षेप	265
Land Breeze	भूमि समीर	135, 137
Laplace Principle	लाप्लास सूत्र	19
Lapse Rate	ह्रास दर	6
Large Nuclei	बृहत केन्द्रक	6, 46
Latent Heat	गुप्त उष्मा	82
Latent Instability	गुप्त अस्थायित्व	74
Lenticularis Cloud	मसुराकार/लेन्टिकुलारिस मेघ	142
Lifting Condensation Level	उत्थापन संघनन स्तर	74
Lightning	विद्युत/तड़ित/विजली	93
Lithometeor	लियोमीटियोर	163
Long Range Forecast	दीर्घ अवधि पूर्वानुमान	284
Loo	लू	139
Low Pressure	निम्नदाब	27
Lull	लल् (नीचे उच्चावयन)	133

M

Magnetosphere	चुम्बक मण्डल	11
Mammatus Cloud	मेम्मेटस-मेघ	158
Map Projection	मानचित्र प्रक्षेप	263
Mean Free Path	औसत दूरी/औसत मुक्त पथ	3
Mercator's Projection	मरकेटर प्रक्षेप	263
Medium Range Forecast	मध्यम अवधि पूर्वानुमान	282
Meridional	रेखांशिक	126
Mesopause	मध्यसीमा	10

Mesosphere	मध्य मण्डल	10
Meteor	उत्का	162
Micro Climatology	सूक्ष्म जलवायु विज्ञान	329
Millibar	मिलिवार	15
Mist	कुहासा	104
Mixing Ratio (Humidity)	आर्द्रता मिश्रण अनुपात	54
Monsoon Depression	मानसून अवदाव	232,307
Monsoon Type	मानसून प्रकार	396
Monsoon Region		
(Air Mass)	मानसून क्षेत्र (वायु राशि)	194
Mountain/Valley Winds	पर्वतीय और घाटी हवाएं	135,137
Mountain Waves	पर्वत तरंगें	141
Mountain Winds	पर्वत हवाएं	139
Muslin	मलमल	

N

Nacreous Cloud	मुक्ताव मेघ	142
Neph-analysis	नेफ विश्लेषण	260
Nepho-Scope	नेफस्कोप	160
Nimbostratus	वर्षास्तरी मेघ	91
Noctilucent Clouds	निशादीप्ति मेघ	10
Nor'wester	काल बंसाखी	287
Numerical Weather		
Prediction	संख्यात्मक मौसम प्रागुक्ति	285

O

Object glass	अभिदृश्यक	181
Occluded Front	अधिविष्ट वाताग्र	221
Occlusion	अधिर्धारण	222
Observation Network	वेधशालाओं का जाल	155
Obserzvation-Rain	वर्षा मापि केन्द्र	156
Observation Surface	धरातलीय प्रेक्षण	156
Observation upper	उच्चतर वायुमण्डलीय प्रेक्षण	176
Open-Pan Evaporimeter	खुलि टकी वाष्प मापि	60
Ozone	ओजोन	9
Ozonosphere	ओजोन मण्डल	9

P

Pan Evaporimeter	पैन वाष्प मापी	60
Perihelion	रवि नीच	4
Photometer	प्रकाशोल्का	163
Piche Evaporimeter	पिचे वाष्प मापी	61
Pilot Balloon	पायलट गुब्बारे/पवन सूचक गुब्बारे	178
Pilot Theodolite	प्रकाशीय थियोडोलाइट	181
Polar Climate	ध्रुवीय जलवायु	337,346
Polar Continental		
Region (Source)	ध्रुवीय महाद्वीपीय क्षेत्र	193
Polar Region	ध्रुवीय क्षेत्र	2
Polar Stereographic		
Projection	ध्रुवीय त्रिचित्र प्रक्षेप	266
Polar Zone	ध्रुवीय क्षेत्र	334
Potential		
Evapotranspiration	विभव वाष्पीकरण वाष्पोत्सर्जन	355
Potential Temperature	विभव तापमान	67
Precipitation	अवक्षेपण, वर्षण	96
Precipitation Efficiency	अवक्षेपण प्रभावकारिता के अनुपात	351
Precipitation Distribution	अवक्षेपण का आवंटन	400
Precipitable Water	अवक्षेपीय जल	319
Predictant	प्रोडिक्टेंट	283
Predictor	प्रागुक्लक	284
Pressure Diurnal	दाब के दैनिक चलन	22
Pressure Gradient Force	दाब प्रवणता बल	115
Pressure Seasonal	दाब मौसमी चलन	22
Pressure Systems	दाब प्रणालिणी	26
Pyroheliometer	पाइरोहीलिगोमीटर	41

Q

Quasi-Stationary		
Gravity Waves	अर्द्ध अग्रगामी गुरुत्व तरंगें	141

R

Radar	राडार/रिडार	183
Radiation	विकिरण	36
Radiation Measurement	विकिरण की माप	40

Radiation Night	विकिरण निशी	41
Radio-Sonde	रेडियो सोड	181
Radio-Wind (Rawin)	रेडियो पवन प्रेक्षण	181,260
Rain	वर्षा	98
Rainhow	इन्द्रधनुष	164
Raingauge	वर्षामापन	172,176
Region of Transition		
(Air Mass)	सक्रमण के क्षेत्र	193
Regression	समाश्रयण	286
Relative Humidity	सापेक्ष आर्द्रता	54
Ridge	दाबकटक	28
Rime	राइम हिम	108,162
Roaring Forties	गरजती चालिसी	140,320
Roll Cloud.	रोटर या वर्तुल मेघ	142

S

Sand whirl	घूल या रेत भ्रामिल	163
Salinity	सत्वणता	320
Satellites (Weather)	मोसम उपग्रह	185
Saturated	संतृप्त	53
Saturated Vapour Pressure	संतृप्त वाष्प दाब	53
Saturation Deficit	संतृप्ता हानि	55
Scattering (Reflection)	परावर्तित/प्रकीर्णन	34
Sea Breeze	सागर समीर	135,137
Seeding Clouds	बादलो को सीडिंग	111
Seistan	सीस्टन	140
Self-Recording		
Instruments	स्वालेखी यंत्र	172
Shamal	शामाल	140
Shimmer	शिमर	164
Short Range	अल्पवधि पूर्वानुमान	281
Shower	वोछार	98
Sidereal Day	नाक्षत्र दिन	5
Simoom	सिमूम	140
Sirocco	सिरक्की	140
Sleet	सहिम वृष्टि	99

Smog	धूम-कोहरा	163
Snowfall	तुषार पात / हिमपात	98
Snow Forest Climate	तुषार वन जलवातु	335
Snow Pellet	तुषार गोली	98
Solar Constant	सौर-स्थिरांक/ऊष्मांक	32
Solstice	अयनान्त/सक्रान्ति	5
Solute Effect	विलेय-प्रभाव	86
Source Region	स्रोत क्षेत्र	191
Squall	भोक, अल्पकालीन भूँसा	103, 133
Stability of Atmosphere	वायुमण्डल की स्थिरता	68
Stability Neutral	उदासीन स्थिरता	68
St. Elmo's Fire	सेंट एल्मो अग्नि	166
Stefan Law	स्टीफन नियम	31
Steppe	स्टेपी	337
Stevenson Screen	स्टीवेन्सन स्क्रीन	156, 168
Stratopause	स्थिर सीमा	9
Stratosphere	स्थिर मण्डल	8
Stratocumulus	स्तरी कपासी	92
Stratus	स्तरी	92
Stream Line Analysis	स्ट्रीम लाईन विश्लेषण	274
Sublimation	उर्ध्वपातन	81
Subsidence	अवतलन	108
Sunshine measurement	सौर प्रकाश की माप	40
Superimposition	अध्यारोपण	272
Super Saturated	अति संतृप्त, उपसंतृप्त	81
Surface Temp.		
Distribution	घरतलीय तापमान का आवृत्तन	388
Surface Weather Code	घरातलीय पेशकरी कोड	188
Synoptic Analysis	समकालीन मौसम विश्लेषण	258, 323
Synoptic Hours	समकालीन घड़ी	26, 156
Synoptic Weather		
Charts	समकालीन मौसम चार्ट	26, 258

T

Taiga	टाइगा	354
Temperature	तापमान	41

Temperature Efficiency	तापमान क्षमता	353
Temperature		
Measurement	तापमान माप	41
Temperature Provinces	तापमान प्रदेश	354
Temperature Range	तापमान परिसर	45
Temperate Maritime		
Type	मध्य महासागरीय प्रकार	395
Temperate Zone	मध्य अक्षांश	2,334
Tephigram	टीफ़ोग्राम	72
Terminal Velocity	अन्तिम वेग	83
Thermal Equator	ताप समुच्चय रेखा	396
Thermal High	उच्चताप क्षेत्र	128
Thermal Wind	ताप हवा	128
Thermodynamics		
(Atmosphere)	वायुमण्डल की उष्मागतिक	70
Thermograph	तापमान लेखी	174
Thermometer	ताप मापी	
Thermometer Dry	शुष्क ताप मापी	42
Thermometer Grass		
Min	घास निम्नतम मापी	42
Thermometer Max	उच्चतम ताप मापी/महत्तम ताप मापी	41
Thermometer Min	निम्नतम ताप मापी/न्यूनतम ताप मापी	41
Thermometer Wet	नम्रत्व ताप मापी	43
Thickness Chart	थिक्नेस चार्ट	275
Thornthwaites		
Classification	थॉर्न्थवेट का वर्गीकरण	351
Thunder	मेघगर्जन	101
Thunder Storm	तड़ित भूभा	101
Tiros	टाइरोस	177
Tornado	टोर्नाडो	252
Torrid Zone	उष्ण कटीबन्ध	333
Trade Winds	व्यापारिक हवा/पवन	135
Transpiration	वाष्पोत्सर्जन	56
Tree Climate	वृक्ष जलवायु	337
Tropic of Cancer	कर्क रेखा	1
Tropic of Capricorn	मकर रेखा	1

Tropics	उष्ण कटिबन्ध	1,2
Tropical Revolving		
Storm	उष्ण कटिबन्धी चक्रवाती	233
Tropopause	क्षोभ सीमा	8
Troposphere	क्षोभ मण्डल	8
Trough	द्रोणिका, द्रोणी	28,231
Trough of Low		
Pressure	निम्न दाब की द्रोणिका	28
Tundra	टुण्डरा	354
Turbulent	मिश्रित प्रभाव	1,133
Turbulent Flow	विक्षुब्ध प्रभाव	133
Twilight Column	सांध्य प्रकाश स्तम्भ	164
Typhoon	टाइफून, तूफान	233

U

Upper Air		
Observations	उच्चतर वायु प्रेक्षण	176
Upper Air Atmospheric	उच्चवायु मण्डलीय वायु दाब का	
Pressure Distribution	घाबटन	386
Upwelling	अपवर्तन	321

V

Valley Wind	घाटी हवा	136
Vapour Density	वाष्प-घनत्व	53
Vapour Pressure	वाष्प-दाब	53
Vertical Currents	उर्ध्व-धारायें	70,149
Viscous Force	विस्कागी बल, श्यान बल	115
Visibility	दृश्यता	157,260
Visibility measurement	दृश्यता मापी	157
Vorticity	अमिलता	148
Vorticity advection	अमिलता अभिवहन	149
Vorticity Equation	अमिलता समीकरण	289

W

Warm Front	उष्ण वाताग्र	220
Water Spout	जलघर्ष मेघ स्तम्भ/ध्रुवामेघ स्तम्भ	253

Wave Length	तरंग-दैर्घ्य	30
Wein's Law	वीन नियम	31
Weather Map	मौसम मान चित्र	161,258
(Past-and Present)	(भूत और वर्तमान)	262
Weather Satellites	मौसम उपग्रह	250
Western Disturbance	पश्चिमी विक्षोभ	216,228
Wet Bulb Temp	नम वल्व तापमान	292
Whirlwind	घातावर्त	233
Willy Willy	वील्ली वील्ली	233
Wind	हवा (वायु)	114
Wind Daily Variation	हवा का दैनिकचलन	134
Wind Seasonal Variation	हवा ऋतु विभिन्नता	134
Wind Vane	पवन दर्शकी	156
W. M. O.	विश्व मौसम संघ	26,156

